



**UNICAMP**

**Número: 312/2004**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**ANA MARIA DREHER**

**O DEPÓSITO PRIMÁRIO DE Cu-Au DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS:  
ROCHAS FRAGMENTÁRIAS, FLUIDOS MINERALIZANTES E MODELO  
METALOGENÉTICO**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, Área de Metalogênese.

**Orientador:** Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

Fevereiro - 2004

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA  
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP**

Dreher, Ana Maria

O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético / Ana Maria Dreher.- Campinas,SP.: [s.n.], 2004.

Orientador: Roberto Perez Xavier

Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Metalogenia. 2. Minérios de cobre – Pará. 3. Minérios de ouro - geologia – Pará. 4. Carajás, Serra dos (PA). I. Xavier, Roberto Perez. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

ANA MARIA DREHER

**O DEPÓSITO PRIMÁRIO DE Cu-Au DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS:  
ROCHAS FRAGMENTÁRIAS, FLUIDOS MINERALIZANTES E MODELO  
METALOGENÉTICO**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier**

Aprovada em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

**EXAMINADORES:**

<b>Prof. Dr. Roberto Perez Xavier</b>	_____	<b>- Presidente</b>
<b>Prof. Dr. Raimundo Netuno Villas</b>	_____	
<b>Prof. Dr. Caetano Juliani</b>	_____	
<b>Prof. Dr. Job Jesus Batista</b>	_____	
<b>Prof. Dr. Asit Choudhuri</b>	_____	

Campinas, de de 2004



## AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, pelo apoio, interesse, conselhos e paciência demonstrados durante todo o tempo dedicado a este trabalho.

À CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pela liberação para o curso de Doutorado e concessão de ajuda de custos. Meus agradecimentos sinceros aos ex-presidentes Carlos Oiti Berbert, Umberto Costa e atual presidente Agamenon Dantas; aos ex-diretores de Geologia e Recursos Minerais Juarez Martins e Luiz Bizzi, e ao atual diretor Manoel Barreto; ao ex-chefe do Degeo Sabino Loguercio, ao atual chefe Carlos Shobbenhaus e seu assessor Luiz Carlos da Silva; e aos chefes do Derem Reinaldo Brito e Dimeta Gerson Mattos, pelo incentivo a este doutorado.

À CVRD – Companhia Vale do Rio Doce, pela permissão para trabalhar no depósito de Igarapé Bahia, hospedagem, cessão de testemunhos, mapas, perfis, dados de teores e proveitosas informações obtidas a partir de discussões mantidas com os geólogos José Luzimar Rego, Henrile Meireles, Alfredo Nunes, Benevides Aires, Clovis Maurity e Cláudio Coimbra.

À CAPES, pela concessão de Bolsa de Estágio de Doutorado de quatro meses em Ottawa para trabalhos no Laboratório de Isótopos Estáveis Leves do Serviço Geológico do Canadá (GSC).

À FAPESP, pela aprovação do Projeto de Auxílio à Pesquisa (Processo nº 99/03058) e financiamento das análises isotópicas e de microsonda eletrônica.

A Dailto Silva, pela inestimável ajuda e assistência prestada durante os trabalhos nos laboratórios de inclusões fluidas, microscopia eletrônica e espectroscopia Raman do IG-UNICAMP.

Ao Prof. Dr. Bruce E. Taylor, chefe do Laboratório de Isótopos Estáveis Leves do GSC, pela orientação na preparação de amostras e trabalhos analíticos em seu laboratório e simpática acolhida junto à sua família.

Ao Dr. Hassan Mirnejad, técnico-operador do Laboratório de Isótopos Estáveis do GSC, pela pronta ajuda em questões técnicas e alguns problemas do dia-a-dia.

Ao Prof. Dr. Marcelo Zacharias Moreira, chefe do Laboratório de Ecologia Isotópica do CENA – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, em Piracicaba, pela orientação e trabalhos de análises isotópicas conduzidas em carbonatos.

Ao Prof. Dr Léo Hartmann e à técnica-operadora Cíntia Matsumara, pelas facilidades oferecidas durante as análises na microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS.

Aos professores Drs. Asit Choudhuri e Job Batista, do IG-UNICAMP, e ao Prof. Dr. Caetano Juliani, do IG-USP, pela leitura criteriosa, observações e sugestões feitas a esta pesquisa por ocasião do exame de qualificação.

Às colegas da Divisão de Documentação Técnica da CPRM-RJ Tânia Freire, Margareth, Sonja, Marluce, Ana Rita e Ana Brito, pela pronta cooperação na aquisição de publicações.

Aos colegas Valter Barradas e Laura Rigoni, da Divisão de Editoração, e Luiz Cláudio Ferreira, da Divisão de Cartografia da CPRM, pela colaboração nos desenhos.

Aos amigos e colegas antigos e atuais de CPRM e UNICAMP Márcio, Leda, Emílio, Ruy Reis, Lídia, Jane, Fernanda, Magda, Sônia, Arno, João, Murilo, Gilberto, Pedro, Fátima Ramos, Talla, Val, Helena, Catarina, Emerson, Tápia, Joel, Bienvenido, Lúcia, Silvânia, Neder, Carrera, Hector, Caê, Tissoca e Monge, pela ajuda, conselhos e companheirismo, que tornaram este trabalho mais fácil e agradável.

A Sérgio Martini, minha gratidão eterna.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**O DEPÓSITO PRIMÁRIO DE Cu-Au DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS:  
ROCHAS FRAGMENTÁRIAS, FLUIDOS MINERALIZANTES E MODELO  
METALOGENÉTICO**

**RESUMO  
TESE DE DOUTORADO**

**Ana Maria Dreher**

O depósito de Cu-Au primário de Igarapé Bahia, na região de Carajás, está hospedado numa unidade de rochas fragmentárias situada em meio a rochas de baixo grau metamórfico do Grupo Igarapé Bahia, pertencente à sequência vulcanossedimentar Itacaiúnas, de ~2,7 Ga de idade. A unidade fragmentária é aproximadamente concordante com suas encaixantes e está dobrada e verticalizada. As encaixantes correspondem a lavas máficas cloritizadas, hialoclastitos e *BIFs* na base e metaturbiditos no topo. As rochas fragmentárias contêm clastos das rochas basais envoltos por matriz fina, formada por magnetita, clorita, siderita e calcopirita disseminada a localmente maciça. Anfibólios, quartzo, ouro e minerais contendo Co, Mo, U, W, F, P, Mn, Sn, Ag, B, Cl e ETRL também estão presentes. A unidade fragmentária é considerada como um depósito de *debris flow* formado junto a falha ativa em ambiente de *rift*. Análises microtermométricas mostram que a mineralização envolveu a coexistência de fluidos carbônicos ( $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ ), aquo-carbônicos de baixa salinidade (6% NaCl) e aquosos salinos (até 45% NaCl + CaCl<sub>2</sub>). Dados isotópicos de carbonatos indicam que parte do CO<sub>2</sub> é magmático. As calcopiritas exibem valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  concentrados entre -2,1 e 5,6‰, coerentes com a variação mostrada por depósitos vulcanogênicos. Razões isotópicas de oxigênio em magnetita e quartzo permitiram calcular para os fluidos mineralizantes temperaturas de ~400°C e composições enriquecidas em  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (6.5 a 10.3‰), que podem indicar participação magmática ou uma interação com rochas sedimentares ricas em  $\delta^{18}\text{O}$  sob alta temperatura e baixa razão fluido / rocha. Igarapé Bahia guarda forte semelhança com depósitos do tipo VMS em função do ambiente geológico vulcanossedimentar, da associação com rochas vulcânicas submarinas e horizontes exalativos (*BIFs* e *chert*), do caráter *strata-bound* do depósito e da cloritização associada. A mineralização disseminada e sua formação por substituição penecontemporânea da unidade de *debris flow* representam aspectos peculiares em relação ao modelo exalativo clássico. Já a presença de magnetita, calcopirita, ouro, minerais de U e ETR, assim como a escassez de pirita no minério, sugerem que Igarapé Bahia faça parte dos depósitos da classe Óxidos de Fe Cu-Au (ou IOCG). Entretanto, esta associação metálica pode ter sido determinada pela alta salinidade, elevada temperatura e deficiência em enxofre dos fluidos mineralizantes. Estes fluidos não necessariamente seriam magmáticos, mas poderiam ter sua salinidade derivada da dissolução de antigos evaporitos.





**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**THE PRIMARY Cu-Au DEPOSIT OF IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS:  
FRAGMENTAL ROCKS, MINERALIZING FLUIDS, AND METALLOGENIC MODEL**

**ABSTRACT  
DOCTORATE THESIS**

Ana Maria Dreher

The Igarapé Bahia primary Cu-Au deposit in the Carajás region is hosted by a fragmental rock unit intercalated in low-grade metamorphic rocks of the Igarapé Bahia Group, which pertains to the late Archaean (~2.7 Ga) Itacaiúnas volcanic-sedimentary sequence. The fragmental unit is nearly concordant with its wall rocks, and is folded and in upright position. The wall rocks correspond to chloritized mafic lavas, hyaloclastites and BIFs at the base and metaturbidites at the top. The fragmental rocks contain clasts of the underlying lithotypes surrounded by a fine-grained matrix consisting of magnetite, chlorite, siderite and disseminated to locally massive chalcopyrite. Also present are amphiboles, quartz, gold and minerals containing Co, Mo, U, W, F, P, Mn, Sn, Ag, B, Cl and LREE. The fragmental unit is considered a syngenetic debris flow deposit related to active faulting in a rift environment. Microthermometric analyses indicate that coexisting carbonic ( $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ ), low-salinity aqueous carbonic (6% NaCl), and saline aqueous (up to 45% NaCl +  $\text{CaCl}_2$ ) fluids were involved in the mineralization process. Isotopic compositions of carbonates indicate that the  $\text{CO}_2$  is partly magmatic in origin. The chalcopyrites display  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  values clustered between -2.1 and 5.6‰, which is consistent with the variation shown by volcanogenic deposits. Oxygen isotopic ratios in magnetite and quartz yielded calculated temperatures of ~400°C and enriched  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (6.5 to 10.3‰) compositions for the ore-forming fluids. These high  $\delta^{18}\text{O}$  values may indicate a magmatic input or the interaction of the convecting fluids with  $\delta^{18}\text{O}$ -rich sedimentary rocks at high temperatures and low fluid / rock ratios. Igarapé Bahia bears strong similarity with deposits of the VMS type as evidenced by the volcanic-sedimentary geological context, the association with submarine volcanic rocks and exhalative beds (BIFs, chert), the strata-bound character of the deposit and the attending chloritization. The disseminated mineralization and its formation by penecontemporaneous subsea-floor replacement of the debris flow unit represent peculiar aspects in relation to the classic exhalative model. On the other hand, the presence of magnetite, chalcopyrite, gold, U and REE minerals, as well as the scarcity of pyrite in the ore, suggest that Igarapé Bahia may belong to the so-called Iron Oxide Cu-Au (or IOCG) class of deposits. However, this metallic association may have been controlled by the high salinity, high temperature and low sulphur content of the mineralizing fluids. Such fluids would not necessarily have a magmatic source for they could alternatively derive their salinity from the dissolution of ancient evaporites.



## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>SUMÁRIO</b> .....	xi
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	xv
<b>LISTA DE FOTOS</b> .....	xvii
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xix
<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO AO DEPÓSITO DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS</b> .....	1
1.1 - Generalidades.....	1
1.2 - Objetivos.....	2
1.3 - Metodologia.....	5
<b>CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	9
<b>CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA DE IGARAPÉ BAHIA E ORIGEM DAS ROCHAS FRAGMENTÁRIAS</b> .....	17
3.1 - Introdução.....	17
3.2 - Geologia do depósito de Igarapé Bahia.....	18
3.2.1 - Rochas metavulcânicas basais.....	22
3.2.2 - Rochas fragmentárias mineralizadas.....	25
3.2.3 - Rochas metassedimentares superiores.....	33
3.3 - Ambiente deposicional.....	37
3.4 - Hipóteses existentes sobre a origem das rochas fragmentárias.....	38
3.5 - Origem proposta neste trabalho.....	40
3.6 - Conclusões.....	43
<b>CAPÍTULO 4 - CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS MINERALIZANTES</b> .....	45
4.1 - Introdução.....	45
4.2 - Estudos anteriores de inclusões fluidas feitos em Igarapé Bahia.....	46
4.3 - Inclusões fluidas estudadas neste trabalho.....	47
4.3.1 - Seleção de amostras.....	47

4.3.2 - Tipos de inclusões fluidas.....	48
4.3.3 - Petrografia e microscopia eletrônica.....	49
4.3.4 - Microtermometria.....	61
4.3.5 - Resultados da microtermometria.....	67
4.3.6 - Conclusões sobre o estudo de inclusões fluidas.....	85
4.4 - Minerais portadores de cloro de Igarapé Bahia.....	87
4.4.1 - Estudos anteriores sobre minerais com Cl em Igarapé. Bahia.....	88
4.4.2 - Minerais estudados neste trabalho.....	88
Anfibólios.....	89
Cloritas.....	99
4.4.3 - Conclusões sobre os minerais portadores de cloro.....	105
4.5 - Fluidos e minerais com cloro em outros depósitos de Carajás.....	107
4.5 - Origem da salinidade.....	108
4.6 - Importância da salinidade e suas implicações.....	111
4.7 - Conclusões gerais sobre os fluidos mineralizantes.....	112
<b>CAPÍTULO 5 - ESTUDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C, S e O.....</b>	<b>117</b>
5.1 - Introdução.....	117
5.2 - Estudos anteriores de isótopos estáveis feitos em Igarapé Bahia.....	117
5.3 - Estudos de isótopos estáveis feitos neste trabalho.....	118
5.3.1 - Isótopos de C e O em carbonatos.....	118
Seleção de amostras.....	118
Resultados isotópicos.....	119
Interpretação dos resultados.....	119
5.3.2 - Isótopos de S de calcopirita.....	127
Seleção de amostras.....	127
Resultados isotópicos.....	131
Interpretação dos resultados.....	131
5.3.3 - Isótopos de O em magnetita e quartzo.....	136
Seleção de amostras.....	136
Resultados, cálculos de temperatura e composição dos fluidos.....	137
Interpretação dos resultados.....	139

5.4 – Conclusões.....	140
<b>CAPÍTULO 6 - MODELO METALOGENÉTICO.....</b>	<b>145</b>
6.1 - Introdução.....	145
6.2 - Modelos propostos para Igarapé Bahia.....	145
6.2.1 - Discussão sobre os modelos Exalativo e IOCG.....	147
6.3 - Modelo proposto neste trabalho.....	150
6.3.1 - Substituição <i>strata-bound</i> .....	150
6.3.2 - Associação metálica.....	151
6.3.3 - Os fluidos mineralizantes e suas fontes.....	152
6.3.4 - Fonte de calor para os fluidos.....	155
6.3.5 - Processos e condições de deposição do minério.....	155
6.3.6 - A formação dos veios.....	156
6.4 - Conclusões.....	157
<b>CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES GERAIS.....</b>	<b>159</b>
7.1 - O depósito de Igarapé Bahia e as rochas fragmentárias hospedeiras.....	159
7.2 - Fluidos mineralizantes e minerais portadores de cloro.....	160
7.3 - Isótopos estáveis de C, S e O.....	161
7.4 - O modelo metalogenético para Igarapé Bahia.....	162
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>165</b>
<b>ANEXO I – Tabelas de dados microtermométricos.....</b>	<b>193</b>
<b>ANEXO II – Tabelas de análises químicas de anfibólios e cloritas.....</b>	<b>213</b>



## LISTA DE FIGURAS

1.1 - Mapa de localização do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.....	3
2.1 - Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	11
2.2 - Mapa geológico da parte norte da Província Mineral de Carajás.....	11
3.1 - Mapa geológico do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.....	19
3.2 - Secção vertical do corpo Furo Trinta.....	23
3.3 - Secção vertical do corpo Alemão.....	23
3.4 - Depósitos de fluxo de massa ou fluxo gravitacional.....	41
3.5 - Modelo de geração e evolução das rochas fragmentárias de Igarapé Bahia.....	41
4.1 - Histograma das temperaturas eutéticas (Te) da amostra L.....	69
4.2 - Histograma das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) da amostra L.....	69
4.3 - Diagrama Te (°C) contra Tfg (°C) da amostra L.....	69
4.4 - Histograma das salinidades (em % p. eq. NaCl) da amostra L.....	70
4.5 - Diagrama triangular NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O da amostra L.....	70
4.6 - Diagrama salinidade total contra temperatura de homogeneização total da amostra L.....	70
4.7 - Histogramas das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas da amostra C.....	73
4.8 - Diagrama Tf <sub>CO2</sub> -Th <sub>CO2</sub> da amostra C.....	73
4.9 - Histograma das temperaturas eutéticas (Te) da amostra C.....	74
4.10 - Histograma das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) da amostra C.....	74
4.11 - Diagrama Te (°C) contra Tfg (°C) da amostra C.....	74
4.12 - Histograma das salinidades (% p. eq. NaCl) da amostra C.....	76
4.13 - Diagrama triangular NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O da amostra C.....	76
4.14 - Diagrama salinidade total contra temperatura de homogeneização total da amostra C.....	76
4.15 - Histograma das temperaturas eutéticas (Te) dos veios.....	80
4.16 - Histograma das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) dos veios.....	80
4.17 - Diagramas Te (°C) contra Tfg (°C) dos veios.....	82
4.18 - Histogramas das salinidades (% p. eq. NaCl) dos veios.....	83
4.19 - Diagrama triangular NaCl-CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O dos veios.....	83
4.20 - Diagramas salinidade total contra temperatura de homogeneização total dos veios.....	84

4.21 - Histogramas das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas do veio F382/173,35m.....	84
4.22 - Composição dos anfibólios de Igarapé Bahia.....	93
4.23 - Diagrama Cl / xFe de anfibólios de Igarapé Bahia.....	97
4.24 - Diagrama Cl/Al <sup>IV</sup> de anfibólios de Igarapé Bahia.....	97
4.25 - Diagrama Cl/K de anfibólios de IgarapéBahia.....	97
4.26 - Diagrama xFe <i>versus</i> Si de composição das cloritas de Ig. Bahia.....	101
4.27 - Diagrama xFe <i>versus</i> xAl das cloritas de Igarapé Bahia.....	103
4.28 - Diagrama Cl <i>versus</i> xFe das cloritas de Igarapé Bahia.....	103
4.29 - Diagrama temperatura <i>versus</i> salinidade de Davidson e Large (1994).....	113
4.30 - Diagrama log [Cl <sup>-</sup> ] <i>versus</i> log[HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> + H <sub>2</sub> S] de Barton e Johnson (2000).....	113
5.1 - Diagramas δ <sup>13</sup> C <i>versus</i> δ <sup>18</sup> O dos carbonatos de Ig. Bahia.....	125
5.2 - Diagrama δ <sup>13</sup> C <i>versus</i> δ <sup>18</sup> O de carbonatos de diversos depósitos e reservatórios.....	125
5.3 - Histogramas dos resultados de δ <sup>34</sup> S de sulfetos de diversas ocorrências de Ig. Bahia.....	133
5.4 - Histograma dos resultados de δ <sup>34</sup> S de sulfetos dos corpos de minério de Ig. Bahia.....	133
5.5 - Diagrama δD <i>versus</i> δ <sup>18</sup> O <sub>H2O</sub> de fluidos de diversos depósitos e reservatórios.....	141
6.1 - Modelo de geração do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia.....	153

## LISTA DE FOTOS

3.1 a 3.8 - Rochas metavulcânicas basais e fragmentárias de Ig. Bahia.....	27
3.9 a 3.16 - Rochas fragmentárias de Igarapé Bahia.....	31
3.17 a 3.22 - Rochas metassedimentares superiores de Igarapé Bahia.....	35
4.1 a 4.7 - Petrografia do litoclasto de <i>BIF</i> brechado.....	51
4.8 a 4.14 - Petrografia da cavidade de quartzo.....	55
4.15 a 4.21 - Petrografia dos veios.....	59
4.22 a 4.25 - Petrografia dos veios (cont.).....	63
4.26 a 4.29 - Minerais portadores de cloro de Igarapé Bahia.....	91
5.1 a 5.4 - Ocorrências de carbonatos, sulfetos e quartzo em Ig. Bahia.....	121
5.5 a 5.9 - Ocorrências de calcopirita, magnetita e quartzo em Ig. Bahia.....	129



## LISTA DE TABELAS

4.1.a - Resumo dos dados microtermométricos da amostra L.....	67
4.2.a - Resumo dos dados microtermométricos da amostra C.....	71
4.3.a - Resumo dos dados microtermométricos do veio F 332 / 231,80m.....	77
4.4.a - Resumo dos dados microtermométricos do veio F 332 / 286,45m.....	78
4.5.a - Resumo dos dados microtermométricos do veio F 382 / 273,35m.....	78
4.6.a - Resumo dos dados microtermométricos do veio F 382 / 315,70m.....	79
4.7.a - Resumo dos dados microtermométricos do veio F 375 / 237,00m.....	79
5.1 - Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos de Igarapé Bahia.....	124
5.2 - Resultados de $\delta^{34}\text{S}$ de calcopiritas de Igarapé Bahia.....	132
5.3 - Resultados de $\delta^{18}\text{O}$ de minerais de Igarapé Bahia.....	138
6.1 - Principais características dos depósitos exalativos e IOCG.....	147



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO AO DEPÓSITO DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS

#### 1.1 – Generalidades

O depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia situa-se na Província Mineral de Carajás, no Estado do Pará, a cerca de 70 km a oeste do núcleo urbano de Carajás (Fig. 1.1). Suas coordenadas UTM são 547400 E e 9333150 N.

A jazida compreende uma parte superior, formada por *gossan* e lateritas auríferas, que constituía a mina a céu aberto de Igarapé Bahia. Esta mina foi explorada até meados de 2002 pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) e chegou a se constituir na maior mina de ouro do Brasil, com uma produção anual de 10-12 toneladas mantida durante cerca de oito anos. A parte inferior do depósito, ainda não explorada, contém a mineralização primária de Cu-Au, hospedada numa unidade de rochas fragmentárias hidrotermalmente alteradas. Esta unidade ocorre em meio a rochas supracrustais do Grupo Igarapé Bahia, considerado parte da sequência vulcanossedimentar arqueana designada de Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), a qual abriga os mais importantes depósitos de Fe e de Cu-Au da Província Carajás.

O depósito de Igarapé Bahia tem sido uma das jazidas de Cu-Au mais estudadas da região de Carajás e um dos motivos de interesse deve-se às suas expressivas reservas de minério primário, estimadas em 170 Mt @ 1,5 % Cu e 0,8 g/t Au (Cordeiro 1999) somente para o corpo Alemão, que corresponde a um segmento particularmente rico em Cu e Au daquele depósito.

Outra razão de interesse diz respeito à controvertida gênese do depósito, dividida entre modelos singenéticos e epigenéticos. Os modelos singenéticos propõem uma origem vulcanogênica-exalativa (*e.g.* Ferreira Filho 1985) ou, mais modernamente, exalativa com contribuição magmática (Almada & Villas 1999; Villas & Santos 2001). Já as hipóteses epigenéticas usualmente comparam Igarapé Bahia aos depósitos magmático-hidrotermais da classe Óxidos de Fe-Cu-Au, também chamados de depósitos IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*), cujo exemplo mais notável é o da jazida gigante de Olympic Dam, na Austrália (*e.g.* Huhn & Nascimento 1997; Tazava 1999; Tallarico *et al.* 2002a).

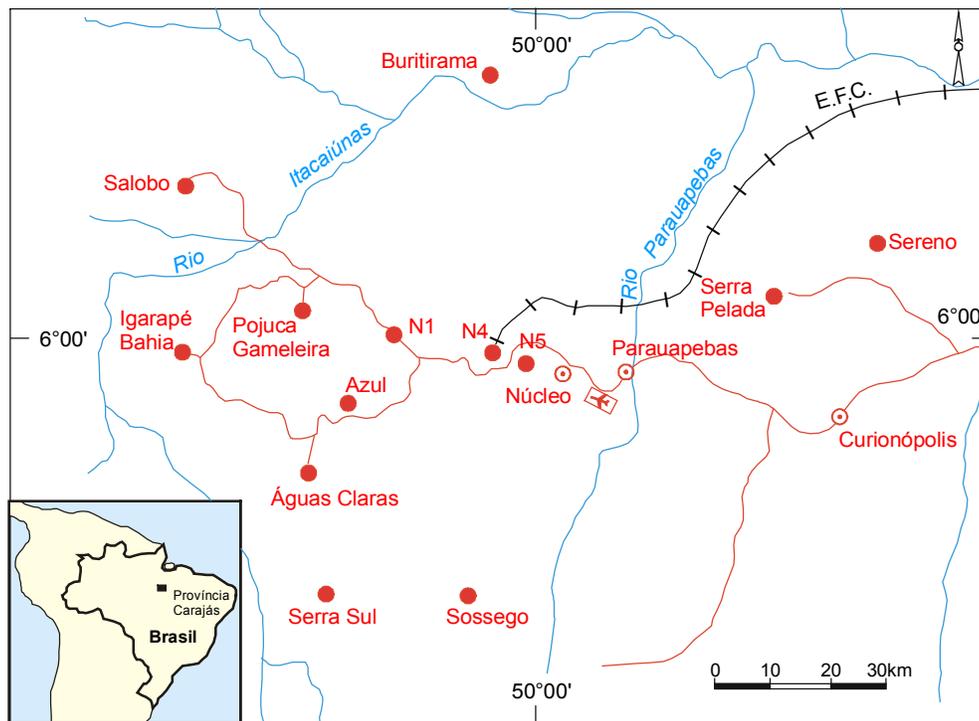
Os diversos estudos até agora desenvolvidos em Igarapé Bahia buscaram sempre, em última instância, esclarecer a gênese do depósito, utilizando para isto técnicas variadas, como petrografia, petrologia, litoquímica, química mineral, estudos de inclusões fluidas, isótopos estáveis e geocronologia. Trabalhos importantes que merecem menção incluem os de Ferreira Filho (1985), Ribeiro (1989), Sachs (1993), Zang & Fyfe (1995), Lindenmayer *et al.* (1998), Almada & Villas (1999), Tazava & Oliveira (2000), Ronzê *et al.* (2000), Tallarico *et al.* (2000, 2002a), Villas & Santos (2001), Galarza *et al.* (2001), Villas *et al.* (2001) e Santos (2002).

Entretanto, apesar de todas estas pesquisas e à luz de novos dados e sondagens feitas em Igarapé Bahia, verificou-se a necessidade de, por exemplo, esclarecer uma série de feições geológicas presentes nas rochas encaixantes do depósito e, com base nisto, propor uma origem coerente para as rochas fragmentárias hospedeiras do minério. Percebeu-se também a necessidade de desenvolver um estudo mais criterioso sobre os fluidos que circularam pela área de Igarapé Bahia, relacionando-os a eventos mineralizantes e comparando-os com os de outras áreas mineralizadas a Cu-Au de Carajás. Da mesma forma, julgou-se importante neste estudo a utilização de técnicas ainda não empregadas de modo sistemático no depósito como, por exemplo, a geoquímica de isótopos estáveis de C, S e O, a fim de desvendar principalmente a origem dos fluidos formadores do depósito. Considerou-se, finalmente, que seria relevante discutir os modelos genéticos existentes para Igarapé Bahia, contrastando-os com os dados obtidos nesta pesquisa.

## **1.2 – Objetivos**

Após o presente capítulo introdutório, que discorre sobre aspectos gerais de Igarapé Bahia, os objetivos da atual pesquisa e a metodologia empregada, segue-se um capítulo sobre a geologia da Província Mineral de Carajás, compilado de inúmeros artigos e livros, cuja finalidade principal é a de situar Igarapé Bahia dentro do contexto vulcanossedimentar arqueano do Supergrupo Itacaiúnas, ao qual pertencem também outras importantes jazidas minerais da Província Carajás.

No terceiro capítulo é descrita a geologia do depósito primário de Igarapé Bahia e proposta uma origem para as rochas fragmentárias mineralizadas com base numa avaliação sobre natureza e ambiente deposicional das rochas encaixantes e hospedeiras do minério. Esta



**Figura 1.1** – Mapa de localização do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia (baseado em Lindenmayer *et al.* 2001a)



avaliação baseou-se essencialmente em observações e dados petrográficos obtidos de testemunhos de sondagens feitas em Igarapé Bahia. As idéias existentes sobre a origem das rochas fragmentárias são também discutidas e comparadas com a proposta atual. Este capítulo tem importantes implicações para o modelo geológico da área e é considerado fundamental para a concepção genética do depósito.

No quarto capítulo é apresentado um estudo sobre fluidos que circularam por Igarapé Bahia baseado principalmente em microtermometria de inclusões fluidas. Dados de espectroscopia Raman e microscopia eletrônica de fases presentes em inclusões e dados de microsonda eletrônica obtidos em silicatos portadores de cloro associados ao minério também são mostrados. Este estudo permitiu caracterizar fluidos de diferentes episódios hidrotermais que afetaram Igarapé Bahia, estabelecendo sua natureza e relações com a deposição do minério. Foi feita também uma avaliação sobre a existência de um padrão regional de fluidos salinos em Carajás, com persistência através do tempo geológico, por meio de um levantamento de dados de outros depósitos de Cu-Au da região.

O estudo de isótopos estáveis de C, S e O é desenvolvido no capítulo cinco, sendo o primeiro trabalho mais abrangente feito sobre este tema em Igarapé Bahia. Este estudo tem como objetivos fornecer a origem dos fluidos e metais e avaliar fatores como temperatura e possíveis mecanismos de deposição, responsáveis pela formação do depósito.

No capítulo seis é feita uma discussão sobre os principais modelos propostos para Igarapé Bahia e fornecida uma interpretação genética, a menos dogmática e mais coerente possível com o ambiente geológico e os dados levantados nesta pesquisa. E, no capítulo final, são listadas as principais conclusões deste estudo.

### **1.3 – Metodologia**

Para esta pesquisa foram descritos detalhadamente nove furos de sondagem e parcialmente outros três furos, abrangendo aproximadamente 3000 m de testemunhos investigados. Cerca de 250 fragmentos de testemunhos foram cedidos pela CVRD para análises. A CVRD forneceu igualmente mapa geológico da mina de Igarapé Bahia com a localização dos furos pesquisados, secções verticais e listagem de teores de Cu e Au.

Estudos petrográficos, sob luz transmitida e refletida, foram efetuados em 96 lâminas delgadas e delgadas-polidas, utilizando microscópios do Instituto de Geociências da UNICAMP e da CPRM-RJ. Análises em microscópio eletrônico com EDS acoplado, pertencente ao IG-UNICAMP, permitiram a identificação ou caracterização química de alguns minerais essenciais e de diversos acessórios que não puderam ser reconhecidos pelos métodos petrográficos convencionais.

As composições químicas completas de anfibólios e cloritas presentes em quatro lâminas delgadas-polidas foram determinadas em microsonda eletrônica pertencente ao Instituto de Geociências da UFRGS. As condições de operação envolveram uma voltagem de aceleração de 15 kV, corrente do feixe de 10 nA, tempos de integração de 20 e 30 s e diâmetro do feixe de 1  $\mu\text{m}$  (cloritas) e 5  $\mu\text{m}$  (anfibólios). Minerais naturais e sintéticos foram utilizados como padrões. Os programas Minfile e Amphibole foram utilizados no cálculo das fórmulas estruturais.

Os estudos de inclusões fluidas de sete lâminas bi-polidas foram feitos com utilização de platina de aquecimento / resfriamento Linkam THMSG600 pertencente ao IG-UNICAMP, adaptada a um microscópio petrográfico. Inclusões sintéticas Synflinc foram usadas para calibrar o ponto triplo do  $\text{CO}_2$  ( $T_{\text{TCO}_2} = -56,6^\circ\text{C}$ ). A precisão das temperaturas medidas é de  $\pm 0,1^\circ\text{C}$  ao longo do intervalo alcançado pela platina e a exatidão é de  $\pm 0,2^\circ\text{C}$  ( $T = -100^\circ\text{C}$  a  $-20^\circ\text{C}$ ),  $0,1^\circ\text{C}$  ( $T = -20^\circ\text{C}$  a  $30^\circ\text{C}$ ) e  $5-10^\circ\text{C}$  ( $T > 100^\circ\text{C}$ ). Espectros Raman foram obtidos com o equipamento Jobin Yvon T64000, acoplado a um detector CCD resfriado com  $\text{N}_2$  líquido, também pertencente ao IG-UNICAMP. O feixe de *laser* de Ar, excitado com uma linha de 514,5 nm, foi irradiado nas inclusões através de um microscópio a uma potência de saída na fonte de 500-600 mW. O tempo de integração adotado durante a análise de cada espécie volátil é composto de cinco ciclos de 60 s cada. Microscópio eletrônico com EDS foi utilizado na identificação de fases sólidas contidas em inclusões. Nestas determinações as lâminas das amostras foram quebradas e inseridas verticalmente no porta-amostras do microscópio para que a superfície recém-quebrada fosse investigada.

Análises de isótopos estáveis de C, S e O foram executadas em 68 amostras de minerais de Igarapé Bahia. A preparação das amostras envolveu a separação de grãos (2 a 10 g) sob lupa binocular e posterior moagem do material até a granulometria  $<150 \mu\text{m}$ . A separação da magnetita (cerca de 1 g) das rochas mineralizadas foi feita através de moagem, separação magnética com uso de imã de mão e pipeta, e nova moagem até a granulometria  $<106 \mu\text{m}$ . Grãos

de calcopirita ( $\geq 1$  mg) foram separados da magnetita sob a lupa com pinça não-magnética e imã, e triturados até a granulometria  $< 0,5$  mm.

As determinações de isótopos de C e O presentes em grãos de carbonato e em rochas portadoras de carbonatos foram efetuadas no Laboratório de Ecologia Isotópica do CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, em Piracicaba, SP. As análises requereram a identificação prévia das fases carbonáticas por meio de difratometria de raios X, executada em laboratório do Instituto de Geociências da USP. Os procedimentos para as medições isotópicas envolveram ataque das amostras pulverizadas com ácido ortofosfórico, segundo método descrito em McCrea (1950) e Al-Assam *et al.* (1990). O  $\text{CO}_2$  da reação foi coletado e purificado criogenicamente e as razões isotópicas de C e O medidas através do espectrômetro de massa VG Micromass 602. A precisão das análises foi considerada da ordem de  $\pm 0,3$  per mil.

As análises de isótopos de O e S foram feitas no *Light Stable Isotope Laboratory* (LSILab) do Serviço Geológico do Canadá (GSC), em Ottawa. O método de extração de isótopos de oxigênio de silicatos e óxidos seguiu a técnica de Clayton & Mayeda (1963), utilizando o pentafluoreto de bromo como reagente sobre amostras pulverizadas dentro de cilindros de níquel aquecidos. O oxigênio liberado foi purificado e convertido em  $\text{CO}_2$  pela passagem por cilindro de grafita. Os isótopos de enxofre de calcopiritas de Igarapé Bahia foram analisados através da técnica designada MILES, ou *Micro-Isotopic Laser Extraction System*. Esta técnica foi desenvolvida no próprio GSC (Taylor & Beaudoin 1993; Beaudoin & Taylor 1993; Beaudoin & Taylor 1994 e Taylor 2001) e permite análises de pequenas quantidades de sulfetos pulverizados (1 a 5 mg). O método envolve aquecimento da amostra em cadinho de níquel por uma radiação laser de  $\text{CO}_2$  na presença de  $\text{F}_2$  puro. O processo é monitorado por meio de câmeras. O produto formado,  $\text{SF}_6$ , é purificado, condensado e coletado. Estas análises isotópicas foram processadas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 252.



## CAPÍTULO 2

### GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (Santos 1981; Schobbenhaus *et al.* 1981; Docegeo 1988; Faraco *et al.* 1996) abrange uma extensa área localizada no sudeste do Cráton Amazônico e representa a mais importante região mineralizada do Brasil. Ela é parte integrante da Província Amazônia Central, que é a porção do cráton não afetada pela Orogênese Transamazônica (2,2 – 1,9 Ga), e se constitui na única região bem caracterizada como arqueana do cráton (Fig. 2.1) (Tassinari *et al.* 2000). A Província mineral em questão corresponde à Área Carajás do Bloco Carajás-Iricoumé de Tassinari *et al.* (2000), ou ainda à Subprovíncia Carajás de Amaral (1984).

A Província Mineral de Carajás pode ser dividida, aproximadamente ao longo do paralelo 7° S e segundo a foliação regional WNW-ESE, nas subprovíncias Rio Maria a sul, mais antiga, e Carajás *s.s.* a norte, mais jovem (*e.g.* Dardenne & Schobbenhaus 2001). A primeira é constituída predominantemente por terrenos granito-*greenstone* com idades de *ca.* 3,0 - 2,9 Ga para supracrustais, 2,87 e 2,81 Ga para granitos e 2,80 Ga para tectono-metamorfismo e estabilização (*e.g.* Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lafon 1999). Granitos de 2,52 - 2,54 Ga também são registrados. A Província Carajás *s.s.* é composta sobretudo por terrenos gnáissicos e granulíticos e unidades vulcanossedimentares (*e.g.* Docegeo 1988) e contém os depósitos minerais mais importantes da região, entre eles Igarapé Bahia, sendo especificamente o objeto do texto a seguir.

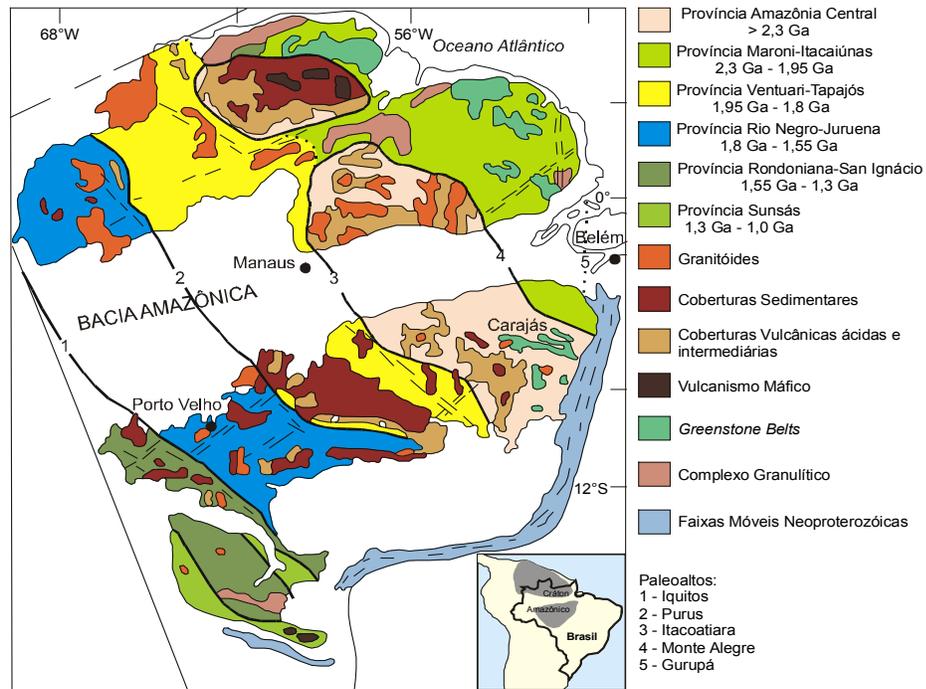
Em termos de geologia regional da Província Mineral de Carajás *s.s.*, deve-se reconhecer como de importância maior as sínteses efetuadas por geólogos da Docegeo (*e.g.* Beisiegel *et al.* 1973; Hirata *et al.* 1982; Meireles *et al.* 1984; Docegeo 1988), da CPRM - Serviço Geológico do Brasil (*e.g.* Araújo *et al.* 1988; Araújo & Maia 1991; Oliveira *et al.* 1994; Macambira & Vale 1997a) e de geólogos da área acadêmica (*e.g.* Macambira & Lafon 1995; Dall’Agnol *et al.* 1997; Tassinari *et al.* 2000). Uma revisão histórica sobre as contribuições mais significativas à geologia regional de Carajás é apresentada por Macambira & Vale (1997b).

Em termos de unidades geológicas, a Província Mineral de Carajás *s.s.* registra uma história evolutiva que cobre boa parte do Arqueano Superior, com reativações importantes que se

estendem pelo menos até o limiar do Mesoproterozóico (Fig. 2.2). Em termos estruturais, segundo Araújo & Maia (1991), a província corresponde geograficamente ao denominado Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, dentro do qual são distinguidos dois setores: a sul, um sistema imbricado oblíquo, que exibe forte lenticularização de rochas granulíticas, gnaisses variados, granitóides e rochas supracrustais; e, a norte, um sistema transcorrente com sequências vulcanossedimentares associadas.

As unidades mais antigas da província são os mencionados granulitos, que constituem o Complexo Pium (Hirata *et al.* 1982), e os gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), os quais em conjunto dominam na parte sul da província Carajás *s.s.*, conforme já referido. Os primeiros incluem uma série de corpos máficos toleíticos (na região do rio Pium) e félsicos cálcico-alcalinos (na região do rio Cateté) com idade de cristalização de *ca.* 3,0 Ga (*e.g.* Rodrigues *et al.* 1992). O Complexo Xingu, por sua vez, compreende gnaisses e granitóides predominantemente granodioríticos, além de anfibolitos, com idades U-Pb em zircão de *ca.* 2,97-2,96 Ga (*e.g.* o Tonalito Arco Verde; Macambira & Lancelot 1996) e 2,86 Ga (Machado *et al.* 1991). Esta última idade corresponde aproximadamente àquela dos estágios finais da consolidação dos terrenos granito-*greenstone* a sul e da crosta siálica sobre a qual provavelmente se desenvolveu a Província Mineral de Carajás *s.s.* Boa parte dos granitóides intrusivos da região de Rio Maria, por exemplo, registram estas mesmas idades (Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lafon 1999).

Sobreposta ao Complexo Xingu, ocorre uma sequência vulcanossedimentar de grande importância econômica designada Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), de cerca de 2,7 Ga (Wirth *et al.* 1986; Trendall *et al.* 1998; Galarza & Macambira 2002). Na realidade, os terrenos mineralizados da província se restringem em grande parte à área de ocorrência desta unidade. Ela hospeda, entre outros, depósitos de Cu-Au economicamente muito significativos como os de Salobo, Igarapé Bahia, Pojuca Corpo Quatro, Sossego e Cristalino, vastas formações ferríferas fácies óxido como as de Serra Norte e Serra Sul e os depósitos de manganês de Sereno e Buritirama (Fig.2.2). Uma das unidades vulcanossedimentares da Província Mineral de Carajás, o Grupo Rio Novo de Hirata *et al.* (1982), é correlacionada com os *greenstone belts* da Província Rio Maria (*e.g.* Docegeo 1988). Ela hospeda o sill máfico-ultramáfico de Luanga, mineralizado a platinóides, e o pequeno depósito de cobre de Serra Verde. O sill registra idade de 2,76 Ga (Machado *et al.* 1991).



**Figura 2.1** – Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, mostrando a Provincia Amazônia Central e a área de Carajás (conforme Tassinari *et al.* 2000).



**Figura 2.2** – Mapa geológico da parte norte da Provincia Mineral de Carajás (simplificado de Docego 1988 e Tallarico *et al.* 2000)



O Supergrupo Itacaiúnas foi dividido por Docegeo (1988) em cinco unidades, aproximadamente cronocorrelatas, designadas Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Buritirama e Igarapé Bahia. O Grupo Igarapé Salobo engloba paragneisses com intercalações de anfibolitos, quartzitos com níveis de gnaisses e metarcóseos, e rochas formadas por quartzo, magnetita e silicatos de ferro consideradas como formações ferríferas de fácies óxido-silicato, que abrigam a jazida de Cu (Au, Mo, Ag) de Salobo. O Grupo Igarapé Pojuca contém metavulcânicas básicas com alterações a cordierita-antofilita, xistos pelíticos e anfibolitos, além de importante mineralização de Cu (Zn, Au, Ag) em litotipos bandados, considerados como possíveis unidades ferríferas de fácies óxido-silicato semelhantes às do Grupo Salobo. A unidade Grão Pará compõe-se de metabasaltos, metavulcânicas félsicas e uma importante unidade de jaspilitos e minério de ferro que constitui a Formação Carajás. O Grupo Buritirama engloba metassedimentos clásticos e químicos como quartzitos, mica xistos, xistos carbonatados, rochas cálcio-silicáticas e níveis de mármore manganíferos onde se localizam os depósitos de Mn de Sereno e Buritirama.

O Grupo Igarapé Bahia – subunidade do Supergrupo Itacaiúnas que hospeda o depósito homônimo objeto do presente trabalho - foi subdividido por Docegeo (1988) nas formações Grotas do Vizinho e Sumidouro. A primeira, basal, é constituída por metabasaltos hidrotermalizados, rochas metassedimentares incluindo metapelitos, *wackes*, ritmitos e *iron-formation* com magnetita, carbonato e sulfetos, e rochas metapiroclásticas de composição ácida a intermediária (Ferreira Filho 1985), além de brechas mineralizadas a Cu-Au com fragmentos de formação ferrífera bandada ou *BIF*, *chert*, púmice e rochas básicas. A Formação Sumidouro, estratigraficamente superior, é constituída por metarenitos, em parte arcoseanos e ferruginosos, com intercalações de metabasaltos, sendo considerada atualmente como parte da Formação Águas Claras.

As rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas sofreram metamorfismo de fácies xisto verde inferior a anfibolito superior (*e.g.* Hirata *et al.* 1982; Docegeo 1988) e deformação policíclica em regime dúctil e rúptil (*e.g.* Pinheiro & Holdsworth 2000). Para a maioria dos pesquisadores (*e.g.* Gibbs *et al.* 1986; Docegeo 1988; Olszewski *et al.* 1989; Oliveira *et al.* 1993; Lindenmayer & Fyfe 1992; Sachs & Batista 1994; Winter 1994; Réquia & Fontboté 2000; Villas & Santos 2001; Galarza & Macambira 2002; Galarza *et al.* 2002a), as sequências vulcanossedimentares foram depositadas em ambiente distensivo de rift ensialico. Outros autores,

entretanto, (*e.g.* Dardenne *et al.* 1988; Meirelles & Dardenne 1991; Teixeira & Eggler 1994) defendem que elas foram desenvolvidas em associação com zonas de subducção. Um modelo alternativo é apresentado por Araújo *et al.* (1988, 1991), que colocam como Grupo Grão Pará todas as unidades do Supergrupo Itacaiúnas e os metassedimentos que o recobrem (*vide* abaixo), e consideram que a respectiva bacia deposicional foi gerada e deformada em regime dúctil durante evento transpressivo neoarqueano no âmbito do que os referidos autores denominaram Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Neste caso, a bacia Carajás seria do tipo *pull apart*, gerada na fase inicial transtensiva do processo, provavelmente em condições ensiálicas.

Sobreposta aparentemente em discordância angular (Beisiegel *et al.* 1973; Siqueira *et al.* 2001) às sequências vulcanossedimentares acima referidas, ocorre uma unidade metassedimentar de cobertura, predominantemente siliciclástica e depositada em ambiente fluvial a marinho raso, denominada Formação Rio Fresco ou, mais recentemente, Águas Claras (*e.g.* Ramos *et al.* 1984; Nogueira *et al.* 1995). A unidade sofreu metamorfismo em fácies xisto verde inferior e deformação dúctil a rúptil, apresentando uma idade mínima de  $2645 \pm 12$  Ma baseada em datações de zircões de uma intrusão de metagabro (Dias *et al.* 1996). A Formação Águas Claras hospeda os depósitos de Au e platinóides de Serra Pelada (Meireles & Silva 1988), de manganês do Azul e de Cu-Au filoneanos de Águas Claras e Breves (Silva & Villas 1998; Nunes *et al.* 2001).

Os terrenos constituídos pelas unidades metamórficas e depósitos minerais associados foram afetados por vários eventos intrusivos, representados por (quartzo)-dioritos provavelmente sinvulcânicos (Huhn *et al.* 1999a), granitos deformados do tipo A, com idades de *ca.* 2,7 Ga (*e.g.* granitos Estrela, Planalto) e 2,5 Ga (*e.g.* granitos Old Salobo, Itacaiúnas; Machado *et al.* 1991; Huhn *et al.* 1999a; Sardinha *et al.* 2001; Barros *et al.* 2001), sills e diques máficos toleíticos neoarqueanos (Ferreira Filho 1985; Dias *et al.* 1996; Tallarico *et al.* 2002a), corpos máfico-ultramáficos foliados tardi-arqueanos(?) tipo Santa Inês (Araújo *et al.* 1991) e anorogênicos diferenciados paleoproterozóicos (2,38 Ga) da Suíte Cateté ou do “tipo Vermelho” (Macambira & Vale 1997b; Macambira & Tassinari 1998; Macambira & Ferreira Filho 2002), e ainda granitos cratogênicos de idade 1,88 Ga (*e.g.* granitos Carajás, Cigano e Breves; Wirth *et al.* 1986; Dall’Agnol *et al.* 1997; Tallarico *et al.* 2002b). Aos dois últimos eventos citados estão associados, respectivamente, depósitos supergênicos de níquel e indícios de platinóides (*e.g.*

Hulbert 1996), e jazimentos filoneanos de Cu-Au hospedados nos metassedimentos da Formação Águas Claras (e.g. Tallarico *et al.* 2002b; Xavier *et al.* 2003).

Episódios intrusivos menores na região são representados por leucogranitos de 1,58 Ga identificados por Lindenmayer *et al.* (2001a) na área de Pojuca-Gameleira, diques máficos fanerozóicos que fornecem idades de 560, 500 e 225 Ma, e.g. na própria serra dos Carajás (Tassinari *et al.* 2000, p. 49) e 198 Ma em Serra Pelada (Meireles & Silva 1988). Os corpos mesozóicos, aparentemente bastantes comuns na região, são enfeixados na unidade Diabásio Cururu (e.g. Macambira *et al.* 1997).



## CAPÍTULO 3

### GEOLOGIA DE IGARAPÉ BAHIA E ORIGEM DAS ROCHAS FRAGMENTÁRIAS

#### 3.1 – Introdução

O depósito de Igarapé Bahia é constituído por um corpo de minério primário sulfetado de Cu-Au, ainda não explorado, e por um depósito supergênico de ouro em gossan e lateritas, que foi lavrado até recentemente pela CVRD. O corpo de minério primário, objeto do presente estudo, corresponde a uma unidade de rochas fragmentárias hidrotermalmente alteradas, situada em meio a rochas supracrustais da sequência vulcanossedimentar arqueana do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988).

Com relação à composição e textura, as rochas fragmentárias de Igarapé Bahia têm sido tradicionalmente descritas (*e.g.* Tazava 1999; Almada & Villas 1999; Tallarico *et al.* 2000; Villas & Santos 2001; Dreher & Xavier 2001; Santos 2002) como brechas heterolíticas, formadas por clastos, em geral grossos, de rochas de diferentes tipos, englobados por uma matriz fina, composta sobretudo por magnetita, carbonato, clorita e calcopirita disseminada a localmente maciça. A presença adicional de ouro e de uma série de minerais acessórios portadores de elementos como Co, Mo, U, P, ETRL, W, F, Mn, Pb, Sn, Ag, B e Cl tem sido também mencionada. O termo “brecha”, no entanto, implica na presença de fragmentos líticos angulosos, quando, na verdade, eles variam de angulosos a arredondados. Assim, prefere-se utilizar aqui o termo “fragmentárias” para se referir a estas rochas clásticas grosseiras e heterolíticas.

Com respeito à morfologia, existe também certo consenso entre os diversos autores acima citados de que as rochas fragmentárias de Igarapé Bahia constituem uma unidade extensa e aproximadamente concordante com suas encaixantes.

Quanto à origem, no entanto, há controvérsias, com idéias em geral divididas entre os que consideram que as rochas fragmentárias são rochas sindeposicionais (*e.g.* Almada & Villas 1999; Villas & Santos 2001; Dreher & Xavier 2001) e aqueles que acreditam que elas se formaram posteriormente, por processos hidrotermais ou hidráulicos (*e.g.* Tazava & Oliveira 2000; Ronzê *et al.* 2000; Groves & Vielreicher 2001).

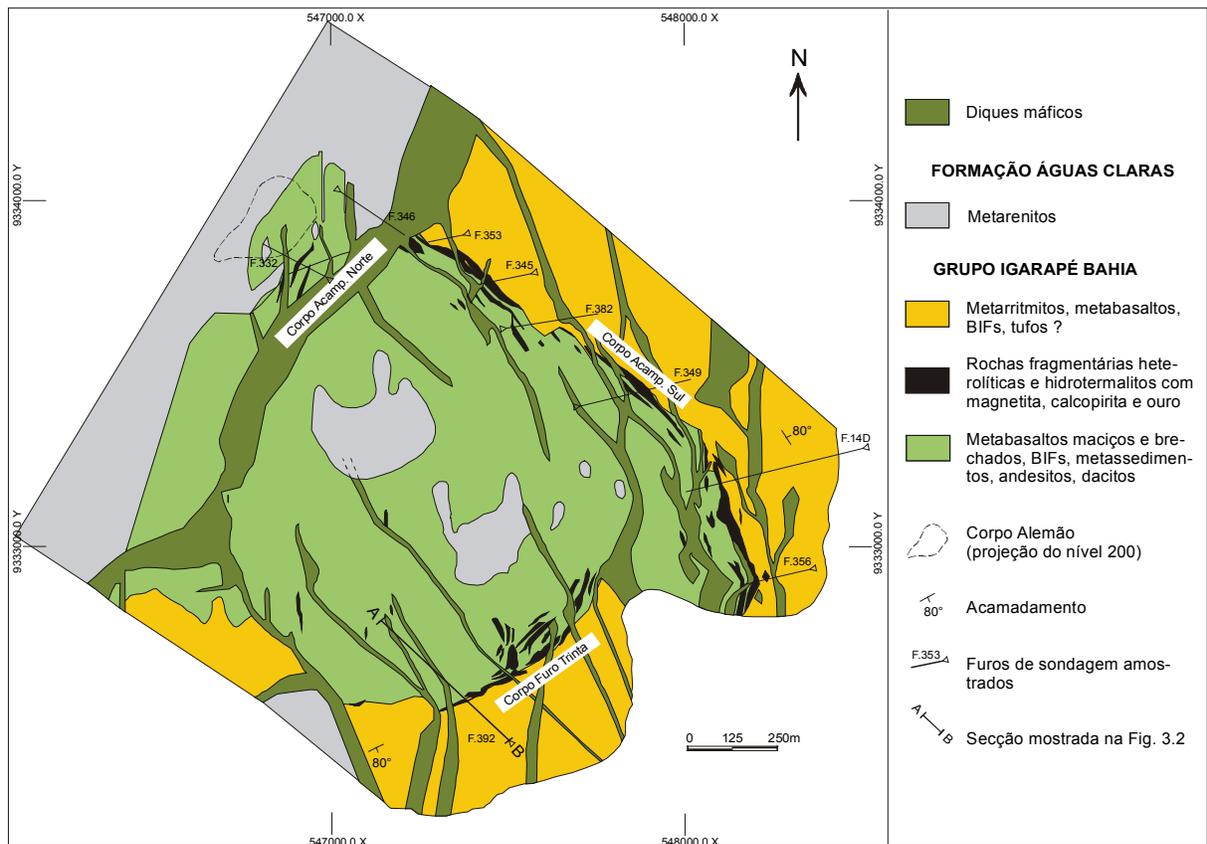
Neste capítulo, além de se descrever a geologia do depósito de Igarapé Bahia, será explorado um modelo sindeposicional para as rochas fragmentárias portadoras da mineralização. Este modelo relaciona a geração destas rochas fragmentárias a falhamento ativo ocorrido em ambiente de *rift*. O evento aconteceu, ao que tudo indica, numa fase ainda precoce do desenvolvimento da bacia de Igarapé Bahia, em um período marcado pela transição brusca de um ambiente calmo e estável para um estágio tectonicamente instável, de aprofundamento da bacia. Esta idéia foi apresentada resumidamente por Dreher & Xavier (2001) e será aqui abordada de forma mais detalhada. Ela foi desenvolvida essencialmente com base em observações e análises petrográficas de testemunhos de sondagem de Igarapé Bahia, com vistas a definir a constituição, estratigrafia e ambiente geológico das rochas fragmentárias e suas encaixantes.

### **3.2 - Geologia do depósito de Igarapé Bahia**

A jazida de Cu-Au de Igarapé Bahia constitui uma janela erosional no âmbito das rochas metassedimentares da Formação Águas Claras (Figs. 2.2 e 3.1). O depósito está hospedado em rochas da Formação Grota do Vizinho, do Grupo Igarapé Bahia, este último considerado por Docegeo (1988) como a unidade superior, de fácies xisto verde baixo, da sequência vulcanossedimentar arqueana designada de Supergrupo Itacaiúnas.

A parte superior do depósito de Igarapé Bahia compreende uma zona de *gossan* e lateritas de cerca de 150 m de espessura que constituía a mina a céu aberto do Igarapé Bahia, de onde Au foi lavrado até recentemente pela CVRD. A mina do Igarapé Bahia chegou a ser a maior mina de ouro do Brasil, com uma produção média anual de 10 t de metal, aparentemente mantida até meados de 2002, quando a operação mineira foi suspensa.

O corpo de minério primário de Igarapé Bahia, interceptado por furos de sonda a profundidades de 150-200m, corresponde a uma unidade de rochas fragmentárias ricas em calcopirita e magnetita. Esta unidade situa-se entre um conjunto basal (ou *footwall*), formado principalmente por rochas vulcânicas máficas, e uma sequência superior (ou *hanging wall*), predominantemente sedimentar (Figs. 3.1 e 3.2). Observações feitas em furos de sondagem mostraram que a unidade fragmentária é aproximadamente concordante e possui contatos gradacionais com suas encaixantes, conforme também verificado por Almada & Villas (1999). Trata-se de um corpo grosseiramente tabular, de cerca de 2 km de comprimento e 30 a 100 m de



**Figura 3.1** – Mapa geológico do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia (levemente modificado de CVRD 2000).



espessura, que foi dobrado juntamente com suas encaixantes formando uma estrutura aproximadamente dômica. Posteriormente, esta estrutura foi cortada por diversas falhas e diques máficos. Os três principais segmentos da unidade de rochas fragmentárias, conhecidos como corpos de minério Acampamento Norte (ACN), Acampamento Sul (ACS) e Furo Trinta (F30), mostram mergulhos acentuados e divergentes (cerca de 80° NW, NE e SE, respectivamente) e configuram em planta uma estrutura semicircular (Fig. 3.1).

O chamado depósito Alemão, descoberto mais recentemente (Barreira *et al.* 1999; Soares *et al.* 1999; Ronzê *et al.* 2000) e situado imediatamente a NW de Igarapé Bahia sob uma cobertura de rochas metassedimentares da Formação Águas Claras (Fig.3.1), corresponde a um segmento particularmente rico em Cu e Au do corpo Acampamento Norte (ACN). De acordo com Santos (2002), o depósito Alemão contém rochas fragmentárias concordantes, semelhantes às descritas para Igarapé Bahia, constituindo um corpo de cerca de 500m de extensão, 50 a 250m de espessura, e mergulho quase vertical (Fig.3.3).

As reservas de minério primário, somente para o segmento Alemão, são estimadas em 170 Mt de minério @ 1,5% Cu e 0,8 g/t Au (Cordeiro 1999).

Datações isotópicas em zircões de rochas metavulcânicas e metassedimentares encaixantes apresentaram idades da ordem de 2,74 - 2,75 Ga (Galarza *et al.* 2002b; Santos 2002; Tallarico *et al.* 2002a). Os diversos diques máficos, não metamorfizados e indeformados, que cortam as rochas de Igarapé Bahia segundo direção aproximada N-S, foram datados em 2,57 Ga (Ferreira Filho 1985; Tallarico *et al.* 2002a) e em 2,31 Ga (Santos 2002).

A mineralização em Igarapé Bahia está essencialmente confinada à matriz das rochas fragmentárias e compreende calcopirita fina, disseminada a localmente maciça, associada a magnetita, ouro e outros sulfetos mais raros, como bornita, molibdenita, cobaltita, pirita e digenita. Uma intersecção de sulfeto maciço de cerca de 40 m é citada por Barreira *et al.* (1999) no corpo Alemão.

Calcopirita fina ocorre também disseminada em alguns metabasaltos brechados da unidade basal e preenche poros, fraturas e constitui nódulos esparsos nos metassedimentos da sequência superior. A calcopirita está igualmente presente em veios, em geral planares, de espessura centimétrica e granulação grossa, onde se associa principalmente com quartzo e calcita. Estes veios representam uma mineralização subeconômica em Igarapé Bahia, e atravessam a unidade de rochas fragmentárias, as rochas metavulcânicas e metassedimentares encaixantes, e

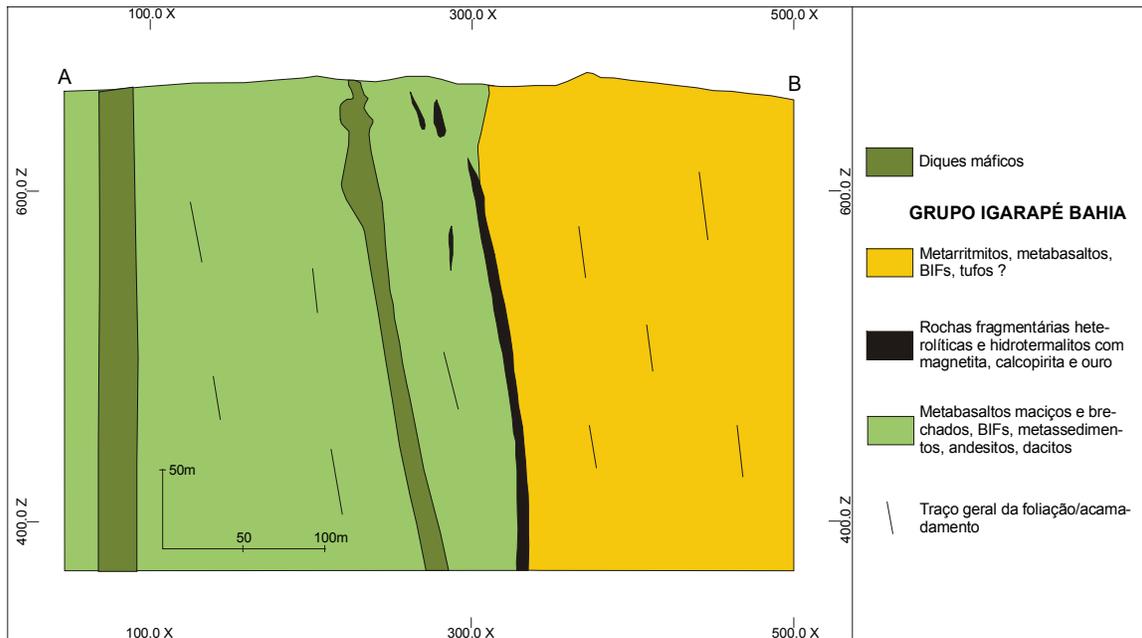
também as rochas metassedimentares mais novas da Formação Águas Claras que recobrem parte do corpo de minério ACN. Veios contendo calcopirita e, mais raramente, magnetita e hematita especular cortam igualmente alguns dos diques máficos, indicando que pelo menos parte destes veios é mais jovem do que 2,57 Ga. Os corpos de brechas hidráulicas, registrados por Santos (2002) em galerias de acesso ao corpo Alemão, provavelmente também fazem parte destes eventos tardios de venulação que afetaram Igarapé Bahia. As brechas mencionadas estão instaladas em metarenitos da Formação Águas Claras e são cimentadas por quartzo e calcita.

Datações Pb/Pb em calcopiritas dos corpos de minério de Igarapé Bahia apresentaram idades de  $2768 \pm 29$  Ma (Villas & Santos 2001) e  $2764 \pm 22$  Ma (Galarza *et al.* 2002a), indicativas, segundo estes autores, de que a mineralização nas rochas fragmentárias é singenética e aproximadamente contemporânea à deposição das rochas vulcânicas e sedimentares encaixantes. Entretanto, para Tallarico *et al.* (2002a), a mineralização em Igarapé Bahia é epigenética e cerca de 175 Ma mais jovem que suas encaixantes, com base em idades U-Pb de  $2575 \pm 12$  Ma obtidas em monazita encontrada na matriz da rocha fragmentária. Santos (2002), por sua vez, acredita que as idades de 2,5 e 2,2 Ga obtidas em sulfetos e ouro do corpo Alemão, indicariam, respectivamente, uma deposição epigenética de minério e uma remobilização posterior, embora a existência de uma mineralização a Cu-Au mais antiga, de cerca de 2,7 Ga de idade, seja considerada provável pelo autor.

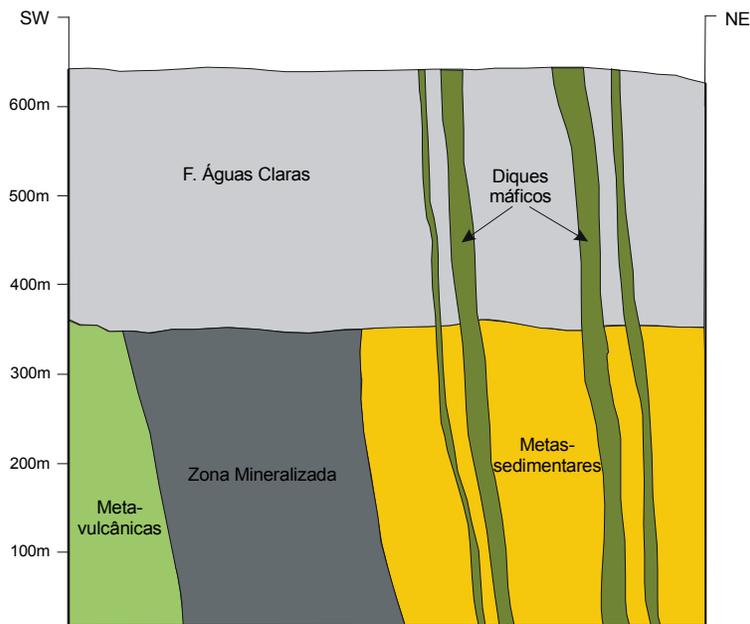
### **3.2.1 – Rochas metavulcânicas basais**

As rochas sotopostas à unidade fragmentária mineralizada de Igarapé Bahia são principalmente metabasaltos, que exibem estruturas em geral maciças, amigdaloidais ou brechadas. *BIFs* a quartzo-magnetita, diabásios, *chert* e metassedimentos clásticos também estão presentes. Estudos geoquímicos desenvolvidos por Sachs (1993) indicaram a presença de raros andesitos e dacitos associados aos basaltos e mostraram que o vulcanismo em Igarapé Bahia é de filiação toleítica. Dardenne *et al.* (1988), entretanto, sugeriram que as rochas máficas de Igarapé Bahia exibem um padrão geoquímico semelhante ao de vulcânicas cálcico-alcalinas de arco magmático.

Os metabasaltos maciços e amigdaloidais são considerados como pertencentes a derrames pela sua granulação fina e seu caráter estratiforme. Feições como *pillows* não foram reconhecidas



**Figura 3.2** – Secção vertical do corpo Furo Trinta (levemente modificada de CVRD 2000).



**Figura 3.3** – Secção vertical do corpo Alemão (extraída de Santos 2002).



nos testemunhos. Estes metabasaltos estão fortemente cloritizados e mostram, ao microscópio, uma foliação leve e uma composição à base de clorita, plagioclásio sódico e pontuações dispersas de opacos. As amígdalas são ocupadas por quartzo e clorita e são em geral pequenas e escassas (Foto 3.1), sugerindo, de acordo com Ferreira Filho (1985), um conteúdo baixo de voláteis no magma.

Os metabasaltos brechados (Foto 3.2) ocorrem alternados com os basaltos maciços e amigdaloidais e são frequentes nas proximidades da unidade de rochas fragmentárias mineralizadas. São em geral formados por partículas angulosas de basalto ou vidro vulcânico cloritizado, cimentadas por quartzo (Foto 3.3). Estes metabasaltos brechados são comparáveis a autobrechas e hialoclastitos formados *in situ*, considerados como produtos de vulcanismo não-explosivo e originados por congelamento e fragmentação de lavas em contato com água do mar (McPhie *et al.* 1993). Típicas rochas piroclásticas, compostas de partículas de cristais, púmice ou *shards* vítreos, não foram identificadas nesta unidade.

### 3.2.2 – Rochas fragmentárias mineralizadas

A extensa unidade de rochas fragmentárias de Igarapé Bahia (Fig. 3.1) é formada por rochas heterolíticas em geral matriz-suportadas, embora variedades clasto-suportadas também estejam presentes (Fotos 3.4 a 3.10). A seleção e arredondamento dos clastos são em geral pobres, com fragmentos variando de 1 mm a mais de 1 m de tamanho e exibindo formas angulosas a subarredondadas. Texturas do tipo *jigsaw-fit*, características de fragmentação *in situ*, não foram encontradas. Clastos orientados e alinhados são observados localmente, embora a estrutura das rochas fragmentárias, de modo geral, não mostre acamadamento.

Os fragmentos líticos são principalmente de metabasaltos e *BIFs* a quartzo-magnetita (Fotos 3.4 a 3.10), sendo mais raros os fragmentos de *chert* (Fotos 3.4, 3.11 e 3.12), *BIFs* brechados (Foto 4.1) e metassedimentos clásticos. Os fragmentos de metabasalto mostram as mesmas estruturas - maciça, amigdaloidal e brechada – exibidas pelas rochas vulcânicas basais. A presença de partículas de *BIF* indica que níveis de formações ferríferas de fácies óxido recobriam as lavas básicas em Igarapé Bahia, o que é uma feição comum na região de Carajás.

A matriz das rochas fragmentárias é fina, maciça ou, mais comumente, foliada e composta principalmente por minerais ferríferos como magnetita, Fe-clorita, siderita e calcopirita. Estes

**Fotos 3.1 a 3.8** – Rochas metavulcânicas basais e fragmentárias de Igarapé Bahia.

**3.1** – Testemunho de sondagem de metabasalto cloritizado (mb), contendo pequenas amígdalas preenchidas por quartzo. Amostra BAH F 392 / 301,70m

**3.2** – Hialoclastito. A metade esquerda do testemunho mostra um basalto brechado em que os fragmentos não estão bem definidos. Na metade direita, entretanto, os fragmentos mostram contornos angulosos e uma textura do tipo *jigsaw*, característica de fragmentação *in situ* por congelamento da lava em contato com água do mar. Amostra BAH F 382 / 162,30m.

**3.3** – Fotomicrografia de um hialoclastito, composto de fragmentos angulosos, cloritizados, de basalto ou vidro basáltico, envolvidos por uma matriz rica em quartzo. Amostra BAH F 392 / 345,40m. Luz plano-polarizada

**3.4** – Rocha fragmentária heterolítica matriz-suportada, contendo grandes fragmentos angulosos de *BIF* a quartzo-magnetita e fragmentos menores, arredondados, de *chert*, no meio de uma matriz fina. Amostra BAH F 392 / 340,60m.

**3.5** – Rocha fragmentária heterolítica clasto-suportada, formada por partículas arredondadas de *BIF* e metabasalto (mb). Amostra BAH F 353 / 177,35m.

**3.6** – Rocha fragmentária matriz-suportada, contendo um grande clasto anguloso de *BIF* no meio de uma matriz fina, foliada, composta por anfibólios feríferos, estilmelano, magnetita e calcopirita. Amostra BAH F 353 / 166,75m.

**3.7** – Rocha fragmentária formada por grandes clastos arredondados de metabasalto maciço (mb) envolvidos por uma matriz foliada formada principalmente por siderita e calcopirita estirada. Amostra BAH F 382 / 241,00m.

**3.8** – Rocha fragmentária matriz-suportada formada por pequenas partículas de *BIF* e mais raramente *chert*, em meio a uma matriz clorítica fortemente foliada. Amostra BAH F 356 / 278,30m.

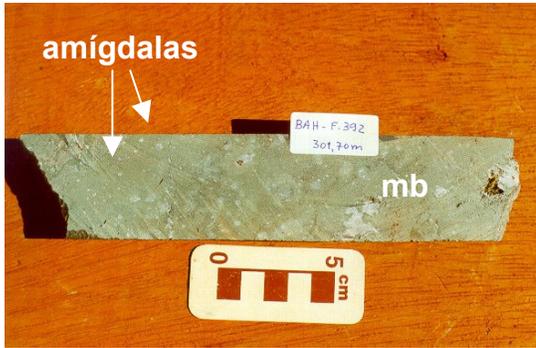


Foto 3.1



Foto 3.2

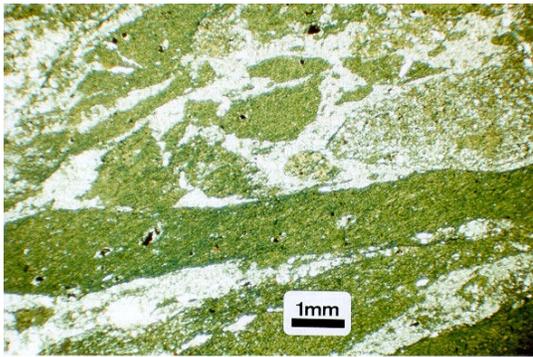


Foto 3.3

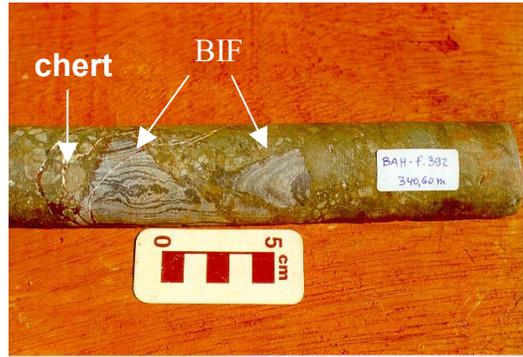


Foto 3.4

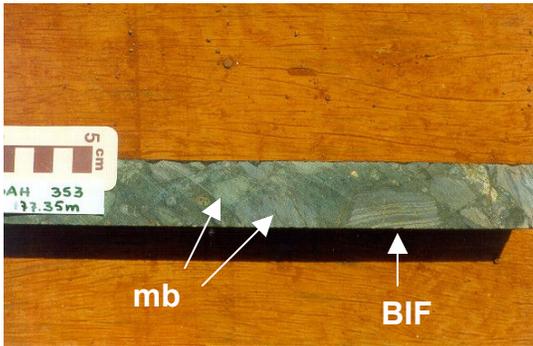


Foto 3.5



Foto 3.6



Foto 3.7



Foto 3.8



minerais representam, de acordo com Villas & Santos (2001), os quatro principais processos de alteração hidrotermal aos quais as rochas fragmentárias foram submetidas, a saber, cloritização, magnetitização, carbonatização e sulfetação. Outros minerais, como estilpnomelano, anfibólios ferríferos, apatita, quartzo, cobaltita, molibdenita, turmalina, allanita, bornita e digenita, são localmente importantes. Componentes mais raros são pirita, calcocita, covelita, fluorita, biotita, ferberita, cassiterita, ferropirosmalita, carbonatos de terras raras, monazita, uraninita, hessita, altaíta e ilvaita (Sutec/CVRD 1996; Tazava 1999; Tallarico *et al.* 2000; Tallarico 2002). Segundo Villas & Santos (2001), os teores de U variam de 14 a 160 ppm nas brechas, e o  $\Sigma ETR$  varia de 46 a 377 ppm nas brechas mais ricas em carbonatos, com  $\Sigma ETRL / \Sigma ETRP$  de 8 a 17. A ocorrência de grunerita, cummingtonita, de sulfetos como pirrotita, arsenopirita, galena e esfalerita, e de enriquecimentos em ETRL de cerca de 9 mil vezes o padrão condrítico são mencionados por Santos (2002) nas rochas magnetíticas do corpo Alemão.

O ouro ocorre em geral associado a sulfetos como cobaltita e calcopirita (Bocalon 1997; Daleffe 2001; Santos 2002), mas também foi visto em inclusões na monazita, em silicatos e em carbonatos (Sutec/CVRD 1996; Tallarico *et al.* 2000). A magnetita da matriz tende a exibir formas variadas e tamanho mais irregular do que a magnetita que ocorre nos clastos de *BIF* (Fotos 3.13, 3.14 e 5.6), parecendo em alguns casos ter sido corroída pela calcopirita. A calcopirita é sempre anedral, situada entre os outros minerais (Fotos 3.13 e 5.6), indicando cristalização tardia ou remobilização durante o metamorfismo, esta última considerada uma feição inerente aos sulfetos mais dúcteis como calcopirita ou esfalerita (Vokes 2000). Cavidades preenchidas por anfibólios ou quartzo (Foto 4.8) foram observadas em alguns locais. Rochas fragmentárias excepcionalmente ricas em matriz, com um acamadamento difuso e contendo clastos pequenos, dispersos, parcialmente corroídos e substituídos por materiais da matriz (Fotos 3.9, 5.3 e 5.5), também ocorrem, particularmente em intervalos profundos do corpo Alemão e na parte norte do corpo ACS. Estas rochas são chamadas de hidrotermalitos por vários autores (Ronzê *et al.* 2000; Tazava & Oliveira 2000; Santos 2002) e são constituídas quase que inteiramente por sulfetos e magnetita.

O metamorfismo leve, de fácies xisto verde inferior, que afetou as rochas fragmentárias, produziu franjas de pressão de clorita e carbonato adjacentes aos litoclastos, uma foliação em boa parte das rochas (Fotos 3.6, 3.7, 3.8, 3.10 e 3.12) e um estiramento na calcopirita, este último evidente nas Fotos 3.7, 5.2 e em diversos testemunhos de sondagem do corpo Alemão (ver fotos

**Fotos 3.9 a 3.16** – Rochas fragmentárias de Igarapé Bahia.

**3.9** – Rocha fragmentária matriz-suportada contendo clasto de *BIF* arredondado e corroído. A matriz é composta por magnetita, sulfeto e silicatos ferríferos. Amostra BAH F 353 / 183,35m.

**3.10** – Rocha fragmentária contendo clastos de metabasalto (mb) e uma matriz algo foliada composta por siderita e calcopirita. Amostra BAH F 382 / 311,76m.

**3.11** – Fotomicrografia de rocha fragmentária composta por partículas de *chert* no meio de uma matriz rica em silicatos ferríferos.. Amostra BAH F 353 / 217,60m. Luz plano-polarizada.

**3.12** – Fotomicrografia de rocha fragmentária contendo partículas de *chert* parcialmente alterado, envolto por uma matriz foliada composta por clorita ferrífera, carbonato e calcopirita disseminada (em preto). Amostra BAH F 382 / 287,15m. Luz plano-polarizada

**3.13** – Fotomicrografia de uma concentração de magnetita (mag) e calcopirita (ccp) na matriz de rocha fragmentária. A magnetita exhibe tamanho irregular e formas desde euédricas até anédricas. A calcopirita ocorre tipicamente em espaços entre os outros minerais. Amostra BAH F 353 / 177,35m. Luz refletida.

**3.14** – Fotomicrografia de um clasto de *BIF* em rocha fragmentária. A magnetita (mag) do *BIF* tende a ser idiomórfica e de granulação mais regular do que a magnetita que ocorre pela matriz. Amostra BAH F 353 / 177,35m. Luz refletida.

**3.15** – Fotomicrografia do contato entre um clasto de metabasalto (mb) e a matriz de rocha fragmentária, formada principalmente por clorita, calcopirita, carbonato e magnetita. O metabasalto mostra uma foliação (marcada em tracejado) que segue a mesma direção da foliação da matriz. Amostra BAH F 382 / 287,15m. Luz plano-polarizada.

**3.16** – Fotomicrografia mostrando um clasto de metachert impuro imerso em matriz foliada, rica em clorita, siderita, calcopirita e magnetita. O clasto exhibe uma foliação (marcada em tracejado) na mesma direção daquela da matriz. Amostra BAH F 345 / 197,70m. Luz plano-polarizada.

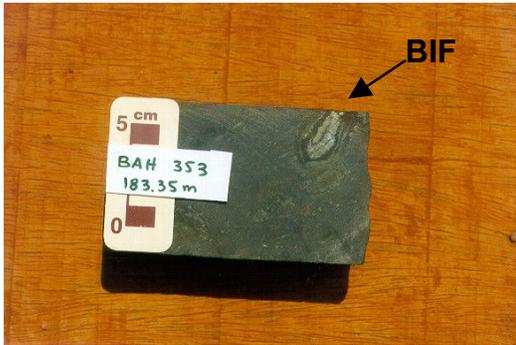


Foto 3.9

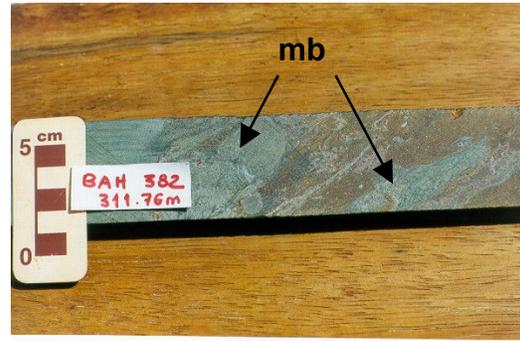


Foto 3.10

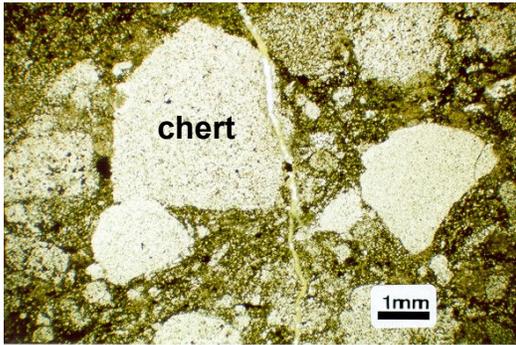


Foto 3.11

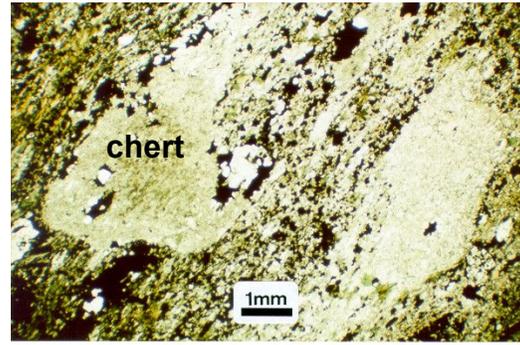


Foto 3.12

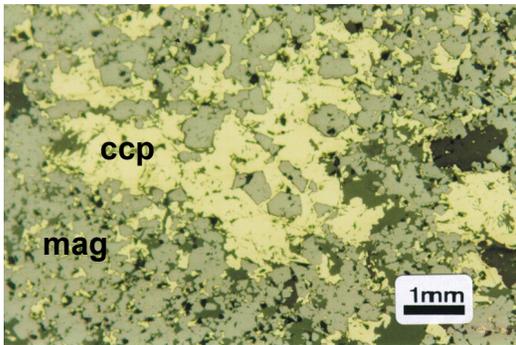


Foto 3.13

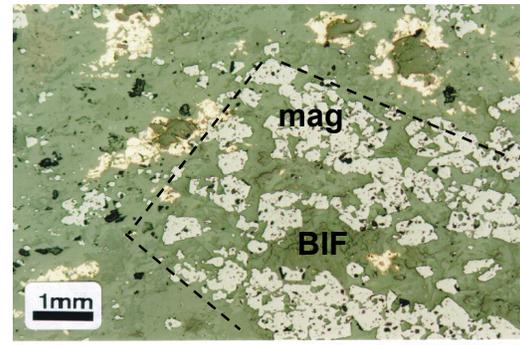


Foto 3.14

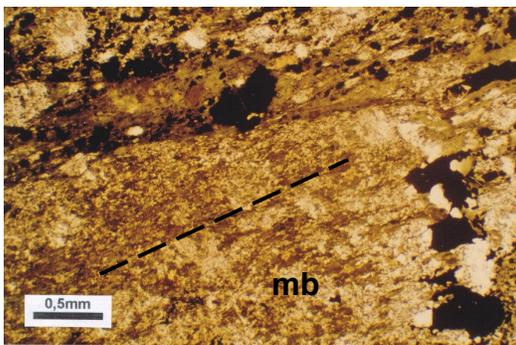


Foto 3.15

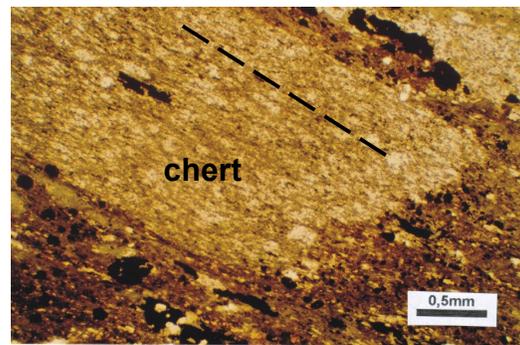


Foto 3.16



apresentadas em artigos de Ronzê *et al.* 2000 e Santos 2002). Este evento metamórfico deve ser também o responsável pela deformação e recristalização parcial do quartzo de cavidades (Foto 4.9) e pela foliação exibida pela maioria dos fragmentos líticos, a qual segue a mesma direção da foliação da matriz que os engloba (Fotos 3.15 e 3.16).

### 3.2.3 – Rochas metassedimentares superiores

As rochas que recobrem a unidade de rochas fragmentárias mineralizadas são sobretudo rochas metassedimentares clásticas como arenitos, siltitos e argilitos. Mais raramente ocorrem *BIFs*, metabasaltos, diabásios, *cherts* e possíveis tufos nesta sequência. As rochas metassedimentares foram designadas de ritmitos por Docegeo (1988) e são consideradas aqui como uma sequência turbidítica, conforme já definido anteriormente por Bocalon (1997).

Os metarenitos apresentam cores cinza claras ou cinza esverdeadas claras e comumente constituem camadas de espessura centimétrica com bases planas bem definidas e acamadamento gradacional, transicionando para siltitos e argilitos. Entretanto, leitos de arenitos maciços, de até 1m de espessura, sem seleção visível de partículas e desprovidos de qualquer estratificação interna, também estão presentes, principalmente nas partes mais inferiores da sequência sedimentar. Estas rochas provavelmente resultam de deposição rápida a partir de correntes de turbidez de alta densidade (Einsele 1991). Os siltitos e argilitos são em geral mais escuros do que os arenitos e são mais frequentes nas partes intermediária e superior da unidade metassedimentar, constituindo estratos milimétricos, plano-paralelos, que se alternam regularmente, formando espessas sequências laminadas (Fotos 3.17 e 3.18). Estas rochas são comumente interpretadas como turbiditos distais, do tipo D-E (Bouma 1962), depositados a partir de correntes de turbidez de média a baixa densidade.

As rochas da unidade metassedimentar são compostas principalmente por clorita, sericita, grãos de quartzo angulosos a subarredondados, algum feldspato e biotita. Os metarenitos comumente contêm fragmentos líticos mais ou menos arredondados de chert, chert ferrífero e rochas vulcânicas básicas a ácidas. Certos arenitos englobam também fragmentos alongados, cinza escuros, de argilito. (Fotos 3.19 e 3.20). Estes fragmentos foram interpretados por Ferreira Filho (1985) como pedaços achatados de púmice contidos em rochas piroclásticas intermediárias a ácidas, mas são considerados aqui como intraclastos, ou *rip-up clasts*, de argilito, que

**Fotos 3.17 a 3.22** – Rochas metassedimentares superiores de Igarapé Bahia

**3.17** – Testemunho de sondagem de um ritmito pertencente à sequência metassedimentar superior de Igarapé Bahia, mostrando uma estrutura laminada indeformada, constituída por camadas alternadas de siltito e argilito. Amostra BAH F 356 / 160,00m.

**3.18** – Amostras de turbiditos finos (siltito-argilito-turbiditos ou ritmitos), exibindo acamadamento deformado por dobras e micro-falhas. Amostras do furo BAH F 353.

**3.19** – O testemunho de sondagem à esquerda (BAH F 07 / 255,80m) consiste num arenito contendo fragmentos escuros, alongados e alinhados, de argilito, possivelmente intraclastos de lama, derivados da erosão de camadas de argilito. Os outros testemunhos à direita (BAH F 09 / 213,00m e BAH F 07 / 256,00m) exibem clastos de argilito (escuros) dentro de arenitos (cinza claros) provavelmente originados por processos de liquefação e fluidização.

**3.20** – Fotomicrografia de um metarenito grosseiro, foliado, composto por partículas subarredondadas de *chert* e de vulcânicas básicas e ácidas, e um grande fragmento alongado e escuro de argilito. Amostra BAH F 14D / 396,00m.

**3.21** – Testemunho de um *BIF* à magnetita e clorita da unidade metassedimentar superior, exibindo um acamadamento perturbado por diminutas falhas. Amostra BAH F 392 / 287,95m.

**3.22** – Rocha metassedimentar mostrando feições de ruptura (*disruption*), provavelmente causadas por *slump* e processos de liquefação sinsedimentares associados a falhamento. Amostra BAH F 392 / 248,30m.



Foto 3.17



Foto 3.18



Foto 3.19

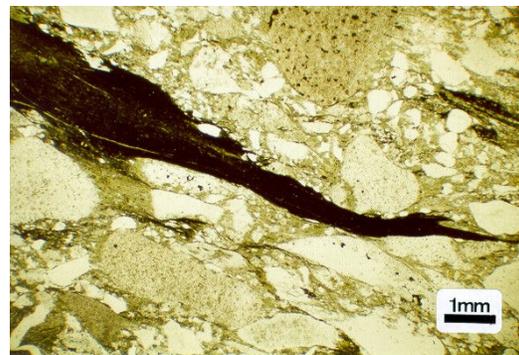


Foto 3.20



Foto 3.21



Foto 3.22



correspondem a partículas que se desprenderam do substrato pelítico por erosão causada por correntes de turbidez de alta densidade. Piroclastos juvenis, como púmices ou *shards* vítreos, não foram identificados nestas rochas, indicando que as mesmas não são produtos eruptivos, mas essencialmente depósitos detríticos resultantes de retrabalhamento de material vulcanogênico, conforme definido em McPhie (1993). Talvez as únicas rochas piroclásticas estritamente primárias nesta sequência sejam alguns raros níveis de material ácido fino e laminado (tufáceo?) intercalados nos sedimentos detríticos.

Características frequentes nas rochas metassedimentares superiores são a abundância de estruturas de escorregamento, *slump* e ruptura (*disruption*), e a presença de intervalos de brechas e conglomerados. Estas feições ocorrem em meio a níveis indeformados, o que sugere que elas se formaram *in situ*, relacionadas a distúrbios tectônicos repetidos, provavelmente associados a falhas de crescimento. Os turbiditos mais finos, laminados, assim como certos horizontes de *BIF*, geralmente exibem um acamadamento ondulado, causado por pequenas dobras e micro-falhas (Fotos 3.18 e 3.21), que pode indicar que os sedimentos estavam apenas parcialmente litificados à época da deformação. Os turbiditos areníticos, de granulação mais grossa, mostram, por sua vez, feições de ruptura (*disruption*) (Fotos 3.19 e 3.22), possivelmente relacionadas a processos de liquefação e fluidização (Lowe 1975), enquanto que as camadas de brechas e conglomerados atestam processos de deformação ainda mais avançados, envolvendo desagregação ou mesmo retrabalhamento de sedimentos localmente derivados.

### **3.3 – Ambiente deposicional**

A presença de *BIFs*, *chert*, hialoclastitos e autobrechas associados aos derrames básicos demonstra que as rochas da unidade inferior foram formadas em um ambiente submarino. Dreher & Xavier (2001) chegaram a sugerir, com base na fraca vesiculação das lavas e na ausência de produtos piroclásticos associados, que o ambiente de deposição destas rochas seria marinho profundo. Entretanto, de acordo com Huston & Cas (2000), as características referidas não representam critérios confiáveis de uma profundidade específica de lâmina d'água. As feições mencionadas, não obstante, atestam o caráter não-explosivo do vulcanismo básico em Igarapé Bahia. Os níveis de *BIF* e *chert* associados às rochas básicas são diagnósticos de períodos de

estabilidade tectônica e quiescência vulcânica, que possibilitaram a precipitação química a partir de fluidos hidrotermais descarregados no fundo do mar.

Com relação às rochas fragmentárias, a predominância de clastos de basalto e *BIF* mostra que a maioria dos fragmentos nelas contidos deriva da unidade sotoposta. Pode-se considerar, portanto, que estas rochas representam uma unidade intraformacional, localizada sobre as vulcânicas e formando a base da sequência sedimentar. As rochas fragmentárias de Igarapé Bahia são comparáveis a depósitos de fluxo de detritos ou *debris flow*, como notificado anteriormente por Almada & Villas (1999) e Dreher & Xavier (2001). A comparação com *debris flows* refere-se ao caráter concordante da unidade fragmentária, à estrutura de modo geral matriz-suportada e não acamadada das rochas e à presença dominante de clastos mal selecionados e pouco arredondados, conforme definição de Einsele (1991). De acordo com este autor, depósitos de *debris flow* geralmente assinalam eventos súbitos de subsidência relacionados a falhas ativas.

A presença de turbiditos na unidade metassedimentar, por sua vez, indica que um ambiente marinho profundo prevaleceu durante a deposição daquelas rochas. Pelo exposto, a sequência metassedimentar compreende, resumidamente, uma unidade basal de rochas fragmentárias ou *debris flows*, recoberta por turbiditos areníticos exibindo abundantes estruturas de *slump* e desagregação. Este conjunto constitui os chamados fluxos de massa ou fluxos gravitacionais (Tucker 1981; Einsele 1991), que, em ambientes de *rift*, marcam episódios de distensão e colapso de parte do assoalho marinho adjacente a falhas de crescimento (Fig. 3.4). Os turbiditos síltico-argilosos, também com feições de *slump* associadas, representam o preenchimento subsequente da bacia por sedimentos mais finos, igualmente acompanhado por atividade tectônica recorrente ao longo da falha.

### **3.4 – Hipóteses existentes sobre a origem das rochas fragmentárias**

O depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia tem sido considerado em diversas publicações recentes (Barreira *et al.* 1999; Tazava & Oliveira 2000; Ronzê *et al.* 2000; Groves & Vielreicher 2001) como um depósito da classe Óxidos de Fe Cu-Au definida por Hitzman *et al.* (1992), em função da abundância de magnetita, da associação geoquímica de elementos no minério (*e.g.* Fe, Cu, Au, U e ETR) e da concentração do minério em rochas consideradas como brechas hidrotermais ou hidráulicas. Tanto as brechas como o minério são interpretados como

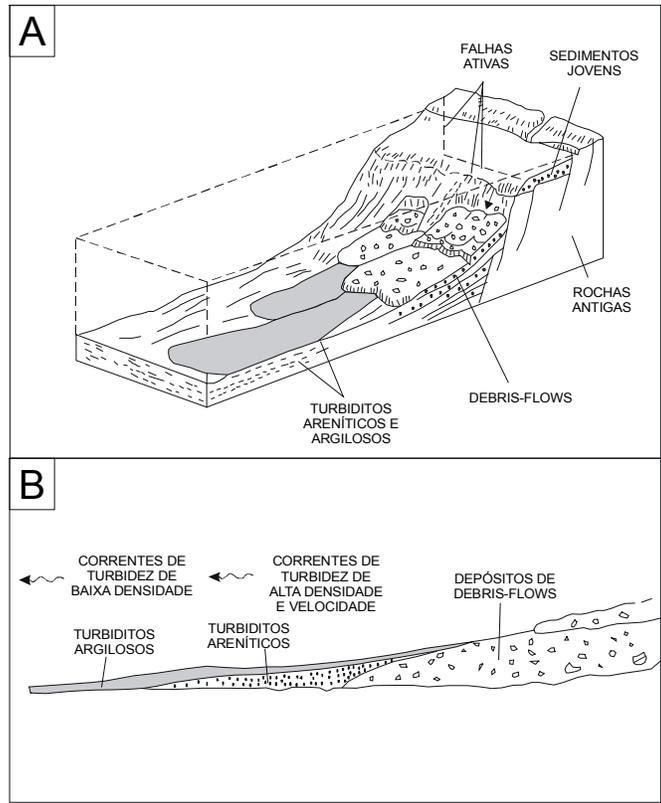
epigenéticos e formados simultaneamente, sendo comparáveis àqueles que ocorrem no depósito proterozóico de Cu-Au de Olympic Dam, na Austrália. Datações efetuadas recentemente por Tallarico *et al.* (2002a) e Santos (2002), dando resultados de cerca de 2,5 Ga para a mineralização, são utilizadas como forte argumento para demonstrar o caráter epigenético das brechas e da mineralização associada.

Entretanto, os dados coletados até aqui tornam a hipótese epigenética de origem das rochas fragmentárias de Igarapé Bahia difícil de ser sustentada, particularmente com relação à idade de 2,5 Ga indicada para sua formação. Um dado importante refere-se ao caráter concordante, ou *strata-bound*, da unidade fragmentária, confinada ao contato entre as rochas vulcânicas basais e os metaturbiditos superiores. Brechas hidrotermais ou hidráulicas não teriam, a rigor, porque se limitar a um horizonte estratigráfico e formariam, mais provavelmente, um corpo irregular de brechas, que poderia atravessar diferentes unidades. As rochas fragmentárias também não exibem texturas do tipo *jigsaw*, típicas de brechas hidráulicas e indicativas de fragmentação *in situ*. Outras evidências levantadas mostram que as rochas fragmentárias estão de modo geral foliadas, tendo-se formado, portanto, antes do metamorfismo, dobramento e verticalização das rochas do grupo Igarapé Bahia, sendo cortadas por um enxame de diques máficos indeformados, de 2,5 Ga de idade (Ferreira Filho 1985; Tallarico *et al.* 2002a), que atravessam a área do depósito, como pode ser visto na figura 3.1. Além disso, secções geológicas do corpo Alemão apresentadas por Barreira *et al.* (1999), Ronzê *et al.* (2000) e Santos (2002), uma das quais encontra-se reproduzida na Fig. 3.3, mostram claramente que as rochas fragmentárias não interceptam os metarenitos da Formação Águas Claras. Caso as brechas fossem realmente formadas em 2,5 Ga elas teriam que, obrigatoriamente, atravessar o bloco da unidade Águas Claras que recobre o corpo Alemão, como ocorre com os diques máficos desta mesma idade. Este fato mostra que as rochas fragmentárias são certamente mais antigas do que 2,5 Ga e que as datações desta idade, obtidas no minério por Tallarico *et al.* (2002a) e Santos (2002), não representam a idade de formação das rochas fragmentárias. Como até o momento não foram encontradas rochas mineralizadas semelhantes às de Igarapé Bahia hospedadas na unidade Águas Claras, pode-se admitir que as rochas fragmentárias são anteriores à deposição dos arenitos daquela unidade – cuja idade mínima é de 2645 Ma (Dias *et al.* 1996) – e foram geradas, Provavelmente, em época coincidente ou próxima à da deposição das rochas do Grupo Igarapé Bahia.

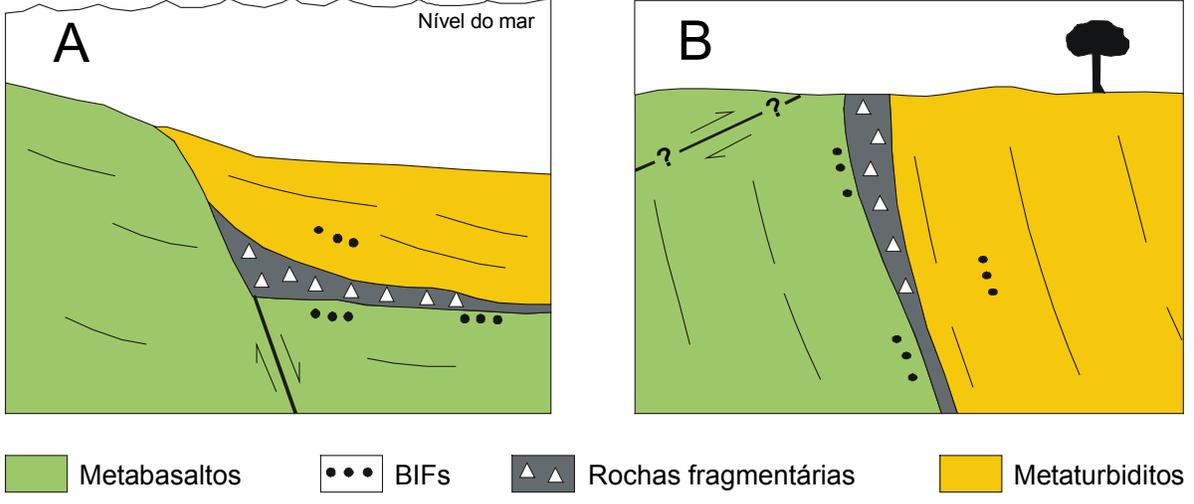
Almada & Villas (1999) e Villas & Santos (2001) interpretam Igarapé Bahia como um depósito de magnetita-Cu-Au gerado em um sistema vulcanogênico exalativo com participação magmática. As rochas fragmentárias seriam, segundo os autores mencionados, contemporâneas às suas hospedeiras e geradas por um evento explosivo de natureza freática, seguido de redeposição sob a forma de um depósito de *debris flow*. Os argumentos utilizados por Villas & Santos (2001) para a origem singenética das rochas fragmentárias são em parte os mesmos mencionados no parágrafo anterior, tendo como principal reforço o conjunto de datações feitas em sulfetos disseminados nos corpos de minério, que forneceram valores de 2768 Ma, muito próximos à idade das encaixantes do Grupo Igarapé Bahia. Entretanto, o evento explosivo de fragmentação gerador das brechas, mencionado por Villas & Santos (2001), não deve ter tido relação com uma erupção vulcânica ou um evento freato-magmático, pois não foram encontradas evidências de vulcanismo explosivo em Igarapé Bahia. Um evento puramente freático, por sua vez, é uma possibilidade bastante consistente, embora Almada & Villas (1999) e Villas & Santos (2001) devessem também ter ressaltado que seria necessária uma forte quebra no relevo submarino para explicar o transporte do material ejetado e sua acumulação sob a forma de um extenso depósito de *debris flow*.

### 3.5 – Origem proposta neste trabalho

A alternativa colocada neste trabalho considera as rochas fragmentárias como um depósito singenético de *debris flow*, relacionado a uma antiga falha de crescimento provavelmente situada próximo ao depósito (Fig 3.5). A semelhança com depósitos de *debris flow* refere-se não somente à estrutura de modo geral matriz-suportada das rochas fragmentárias de Igarapé Bahia, mas também ao caráter *strata-bound* da unidade e a seu conteúdo à base de clastos mal selecionados e localmente derivados. A presença de antigas falhas de crescimento em Igarapé Bahia deve ser considerada como altamente provável, pois falhas deste tipo são comuns em ambientes de *rift*, permanecendo ativas durante boa parte da evolução destes ambientes. De acordo com Sangster (1999), os depósitos de *debris flow* podem ser usados como evidência de que falhas de crescimento existiram, embora em muitos casos elas possam estar mascaradas por intrusões ígneas posteriores ou reativações tectônicas.



**Figura 3.4** – Depósitos de fluxo de massa ou fluxo gravitacional. **(A)** Ambiente deposicional junto a falhas ativas em ambiente de rift. **(B)** Principais feições (modificado de Einsele 1991).



**Figura 3.5** – Modelo de geração e evolução das rochas fragmentárias de Igarapé Bahia. **(A)** Durante o arqueano; **(B)** Situação atual.



Outras indicações da existência de primitivas falhas de crescimento são a presença dos turbiditos sobrepostos às rochas fragmentárias, representando prováveis fluxos gravitacionais, e as frequentes estruturas de escorregamento e ruptura (*disruption*) verificadas naquelas rochas, indicativas de instabilidade tectônica. A alta concentração de diques máficos na área de Igarapé Bahia pode igualmente significar que o local continha falhas muito antigas e profundas, que foram reativadas ao longo do tempo, tornando a área estruturalmente permeável a magmatismo e também à ação de fluidos mineralizantes (*e.g.* Hodgson 1989).

Rochas fragmentárias como as de Igarapé Bahia são importantes pela sua porosidade e permeabilidade, o que as torna susceptíveis a processos de mineralização por substituição e preenchimento (Dreher & Xavier 2001). As evidências neste sentido são o confinamento da mineralização quase que exclusivamente à unidade fragmentária, particularmente à sua matriz, e os indícios de corrosão e substituição dos litoclastos. Este assunto será retomado no Capítulo 6.

Rochas fragmentárias semelhantes às que ocorrem em Igarapé Bahia são reportadas de outros locais da região de Carajás, como nos depósitos de Pojuca Corpo Quatro (Winter 1994) e próximo ao depósito de ferro N4E (Hoppe *et al.* 1987). Os autores mencionados consideram estas rochas como brechas ou conglomerados intraformacionais, provavelmente associados a falhas de crescimento. As rochas de Pojuca, chamadas de “rochas com fragmentos”, estão levemente mineralizadas e correspondem a clorita-biotita-granada xistos e quartzo-hornblenda xistos que englobam fragmentos angulosos de rochas quartzosas derivadas das formações ferríferas da unidade mineralizada sotoposta (Winter 1994).

### **3.6 – Conclusões**

As rochas fragmentárias de Igarapé Bahia constituem uma unidade extensa e aproximadamente concordante, situada entre uma sequência inferior essencialmente composta por metabasaltos, e um conjunto superior predominantemente sedimentar, conforme definido por outros autores (*e.g.* Almada & Villas 1999, Tallarico *et al.* 2000, Ronzê *et al.* 2000, Dreher & Xavier 2001 e Santos 2002) e aqui reiterado. Elas correspondem a rochas clásticas heterolíticas, formadas por fragmentos angulosos a subarredondados principalmente de metabasalto e *BIFs* a quartzo-magnetita derivados da unidade sotoposta, situados em meio a uma abundante matriz fina.

Os metabasaltos da unidade inferior são representados por lavas e hialoclastitos e autobrechas formados *in situ*, sem evidências de vulcanismo explosivo associado. A existência de clastos de *BIF* na unidade fragmentária indica que sedimentos químicos ricos em Fe foram precipitados sobre os derrames máficos durante períodos de estabilidade e quiescência vulcânica.

A unidade metassedimentar superior é composta sobretudo por turbiditos areníticos e síltico-argilosos mostrando abundantes feições de escorregamento e *slump*, indicativos de um ambiente deposicional subaquoso profundo e tectonicamente instável. Não foram reconhecidas nesta unidade as rochas piroclásticas intermediárias a ácidas, contendo partículas de púmice, identificadas originalmente por Ferreira Filho (1985). Tratam-se, na verdade, de metarenitos contendo intraclastos de argilito.

As rochas fragmentárias são interpretadas neste trabalho como um depósito sedimentar singenético que assinala um evento tectônico extensional súbito, relacionado a falhamento ativo, que resultou em aprofundamento da bacia de Igarapé Bahia. As rochas mencionadas representam, muito provavelmente, um depósito de *debris flow*, como sugerido anteriormente por Almada & Villas (1999), porém acumulado em uma depressão submarina adjacente a uma falha de crescimento.

## CAPÍTULO 4

### CARACTERÍSTICAS DOS FLUIDOS MINERALIZANTES

#### 4.1 - Introdução

Estudos prévios de inclusões fluidas desenvolvidos por Ribeiro (1989), Lindenmayer *et al.* (1998) e Almada & Villas (1999), utilizando-se particularmente de microtermometria, constataram a participação dominante de soluções aquosas salinas, com até 42,5% em peso equivalente de NaCl e pertencentes ao sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O±FeCl<sub>2</sub>, na alteração hidrotermal e mineralização de Igarapé Bahia. O envolvimento mais subordinado de fluidos carbônicos no depósito foi verificado por Almada & Villas (1999).

Estudos adicionais feitos através de outras técnicas analíticas também confirmaram, de forma indireta, a participação de fluidos salinos em Igarapé Bahia. Os exemplos referem-se às diversas análises feitas por meio de microsonda eletrônica em silicatos associados ao minério e que constataram a presença de Cl em suas estruturas, como no caso das cloritas investigadas por Zang & Fyfe (1995), da ferropirosmalita estudada por Tazava *et al.* (1999) e de cloritas e anfibólios analisados neste trabalho.

Fluidos salinos e minerais clorados foram igualmente encontrados em outros depósitos de Cu-Au da região de Carajás, como Salobo (Réquia 1995, Guimarães 1987), Pojuca (Winter 1994), Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001a), Águas Claras (Silva & Villas 1998) e Breves (Xavier *et al.* 2002, 2003), sendo também reportados em sistemas hidrotermais ativos (McKibben & Hardie 1997), em antigos depósitos de sulfetos exalativos (Pan *et al.* 1993) e em depósitos de Cu-Au associados a granitos, como escarnitos, depósitos do tipo pórfiro (Roedder 1984) e jazidas da classe Óxido de Fe-Cu-Au ou IOCG (Pollard 2000).

Neste capítulo serão apresentados novos estudos microtermométricos desenvolvidos em Igarapé Bahia e análises feitas em alguns silicatos portadores de Cl associados às rochas mineralizadas. Estes estudos foram desenvolvidos sobre um conjunto de amostras criteriosamente selecionadas de modo a representar situações e épocas bem definidas de atividade hidrotermal e mineralização, aspectos estes não explorados em trabalhos anteriores. O objetivo deste estudo é o

de fornecer um quadro mais abrangente e com forte controle geológico dos fluidos que participaram da formação do depósito de Igarapé Bahia, avançando também na discussão sobre as possíveis origens, o papel desempenhado e a importância destes fluidos na deposição do Cu e Au daquela jazida.

#### **4.2 - Estudos anteriores de inclusões fluidas feitos em Igarapé Bahia**

Os primeiros estudos de inclusões fluidas feitos em Igarapé Bahia devem-se a Ribeiro (1989) e se encontram resumidos em Ribeiro & Villas (1990) e Althoff *et al.* (1994). A pesquisa foi feita em quartzo de veios e registra fluidos pertencentes a sistemas portadores de NaCl e CaCl<sub>2</sub>, com a provável participação adicional de Fe<sup>++</sup> e Mg<sup>++</sup>. As inclusões estudadas foram classificadas como aquosas bifásicas, com salinidades entre 2 e 26% em peso equivalente de NaCl (% p. eq. NaCl) e temperaturas de homogeneização total de 100 a 150°C, e aquosas multifásicas, com salinidades de 28 a 42,5% p. eq. NaCl e temperaturas de homogeneização total de 117 a 384°C. De acordo com Althoff *et al.* (1994), as soluções seriam originárias de água do mar aquecida pelo magmatismo básico, que teria circulado pelo pacote de rochas lixiviando metais e precipitando sulfetos em veios. Os veios estudados, no entanto, situam-se a cerca de 1 km a sudeste da mina de Igarapé Bahia e representam um tipo de mineralização considerada como de baixo teor e posterior à mineralização principal associada ao horizonte de rochas fragmentárias (ver Cap. 3).

Outro trabalho abordando fluidos em Igarapé Bahia foi desenvolvido por Lindenmayer *et al.* (1998). As inclusões estudadas ocorrem em quartzo de um sill de granófiro, situado na extremidade sul do depósito, que foi metamorfizado e posteriormente hidrotermalizado, e é balizado por uma zona de brechas hidráulicas portadoras de calcopirita e Au. As inclusões fluidas pertencem a sistemas salinos NaCl-H<sub>2</sub>O e NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, e foram classificadas como multifásicas, com temperaturas de homogeneização total de 150 a 430°C e salinidades de até 40% p. eq. NaCl, e bifásicas, consideradas tardias, com temperaturas de homogeneização de 100 a 160°C e salinidade ≥10% p. eq. NaCl. Lindenmayer *et al.* (1998) consideram as inclusões mais salinas como representativas de um fluido relacionado a granitos, admitido como o principal responsável pela alteração hidrotermal e mineralização em Igarapé Bahia. Entretanto, as brechas hidráulicas junto ao corpo granofírico mostram características diferentes daquelas das rochas

fragmentárias da zona de minério primário de Igarapé Bahia, como, por exemplo, a presença de calcita ao invés de siderita e de cavidades e fraturas atapetadas por quartzo do tipo drusa. As brechas referidas em Lindenmayer *et al.* (1998) se assemelham, na verdade, a veios de quartzo, calcita e calcopirita como aqueles estudados por Althoff *et al.* (1994), que cortam o depósito de Igarapé Bahia e que contêm uma mineralização mais jovem, de baixo teor.

O trabalho de Almada & Villas (1999) foi o primeiro desenvolvido em inclusões fluidas aprisionadas dentro da própria unidade de rochas fragmentárias mineralizadas, tendo sido constatada pela primeira vez a presença de CO<sub>2</sub> puro em inclusões. Os fluidos aquosos são dominantes e pertencem ao sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O ± FeCl<sub>2</sub>, apresentando salinidade de 5,5 a 41,5% p. eq. NaCl e temperaturas de homogeneização de 110 a 225°C. Para os autores citados, os fluidos menos salinos seriam água do mar circulante no sistema, com composição modificada, enquanto que o CO<sub>2</sub> e os fluidos mais salinos poderiam ser de origem magmática.

Pelo exposto acima, apenas Almada & Villas (1999) utilizaram em seu estudo amostras provenientes do horizonte que contém a mineralização primária principal de Igarapé Bahia, detectando a presença de CO<sub>2</sub> nas inclusões. Entretanto, os fluidos aquosos encontrados nesta ocorrência e nos veios examinados por Ribeiro (1989) e Lindenmayer *et al.* (1998) são semelhantes entre si, tanto no que se refere aos tipos de inclusões presentes (bifásicas e multifásicas coexistentes), como à variação e altos valores da salinidade (de 2 a 42,5% p. eq. NaCl), como ainda ao sistema químico dominante (do tipo NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) dos fluidos.

### **4.3 - Inclusões fluidas estudadas neste trabalho**

#### **4.3.1 - Seleção de amostras**

As rochas da zona de minério primário de Igarapé Bahia geralmente contêm quartzo e carbonato (siderita) de granulação muito fina, impróprios a análises microtermométricas. Como resultado, apenas duas variedades de amostras contendo quartzo mais desenvolvido puderam ser encontradas, uma delas de uma pequena cavidade de quartzo, designada de amostra C (BAH F 353 / 194,20m), e a outra de um litoclasto de *BIF* brechado, designada de amostra L (BAH F 345 / 197,70m), ambas contidas em rochas fragmentárias mineralizadas. A amostra C, da cavidade de quartzo, foi considerada importante pela possibilidade de conter fluidos que percolaram através

da zona de minério. Já a amostra L, do litoclasto, poderia registrar fluidos mais antigos, anteriores à formação das rochas fragmentárias e da mineralização principal de Igarapé Bahia.

Veios de granulação grossa, formados principalmente por quartzo, calcita e calcopirita, e que cortam a camada de rochas mineralizadas, os metarritmitos que as recobrem, os metarenitos mais superiores da Formação Águas Claras e até mesmo alguns diques máficos, são relativamente frequentes na área do depósito de Igarapé Bahia e puderam ser selecionados com facilidade. Cinco destes veios foram amostrados para os estudos microtermométricos, a saber, BAH F 332 / 231,80m, BAH F 332 / 286,45m, BAH F 382 / 273,35m, BAH F 382 / 315,70m e BAH F 375 / 237,00m. Estes veios são semelhantes àqueles estudados por Ribeiro (1989) e devem conter fluidos que circularam mais tardiamente na área do depósito.

#### **4.3.2 - Tipos de inclusões fluidas**

Com base nas fases presentes à temperatura ambiente e em características morfológicas, foram definidos, por meio de petrografia convencional, os seguintes tipos de inclusões fluidas nas amostras estudadas:

Tipo 1. Inclusões aquosas diluídas, em geral bifásicas, com relações vapor de água (bolha) / volume da cavidade relativamente constantes, variando de 5 a 10%. Estas inclusões mostram contornos irregulares e ocorrem em todas as amostras estudadas.

Tipo 2. Inclusões aquosas salinas multifásicas, que foram subdivididas em duas categorias denominadas de 2A e 2B. As inclusões 2A são caracterizadas por conter até dois cristais de saturação e bolha de vapor de água que ocupam juntos até 25% da cavidade das inclusões. Estas inclusões possuem formas retangulares, arredondadas ou irregulares e ocorrem em todas as amostras estudadas, à exceção de um dos veios. As inclusões 2B contêm de 2 a 4 cristais de saturação e bolha de vapor de água que ocupam, em conjunto, até 40% do volume da cavidade das inclusões. Estas inclusões mostram formas variadas e ocorrem principalmente na amostra L (litoclasto de *BIF* brechado) e em um dos veios, e localmente em outros veios e na cavidade de quartzo (amostra C) contida na rocha fragmentária.

Tipo 3. Essas inclusões caracterizam-se por conter uma fase carbônica, particularmente CO<sub>2</sub>, podendo-se distinguir duas categorias à temperatura ambiente, denominadas de 3A e 3B. As inclusões 3A correspondem a inclusões aquo-carbônicas constituídas por H<sub>2</sub>O líquido, CO<sub>2</sub>

líquido e, em grande parte delas, CO<sub>2</sub> gasoso em movimento em meio ao CO<sub>2</sub> líquido. Pequenos sólidos não identificados foram observados em algumas destas inclusões. A fase carbônica ocupa de 20 a quase 100% do volume das inclusões. As inclusões 3B são carbônicas, monofásicas, contendo predominantemente CO<sub>2</sub> líquido e, menos frequentemente, bifásicas, com CO<sub>2</sub> líquido e CO<sub>2</sub> gasoso. As inclusões do tipo 3 são em geral escuras, de forma arredondada a irregular e por vezes maiores do que as inclusões aquosas. São abundantes na cavidade de quartzo associada ao minério (amostra C) e ocorrem localmente em apenas um dos veios.

#### **4.3.3 - Petrografia e microscopia eletrônica**

O litoclasto de *BIF* brechado, ou amostra L, foi localizado dentro da rocha fragmentária mineralizada interceptada pelo furo BAH F 345 / 197,70m feito no corpo Acampamento Sul (ver localização do furo na Fig. 3.1). Além do clasto referido, a rocha hospedeira engloba partículas de *chert*, *BIF* e metavulcânicas básicas, envolvidas por matriz de clorita, siderita e calcopirita.

O litoclasto em questão possui forma arredondada e cerca de 6 cm de diâmetro, e é formado por pedaços angulosos de *BIF* a quartzo e magnetita, cimentados por uma massa de quartzo fino (Foto 4.1). Não se observa minerais da rocha fragmentária hospedeira, como clorita, carbonato ou sulfetos, no interior do litoclasto. O cimento entre os pedaços de *BIF* corresponde a um agregado de quartzo de granulação irregular (de 0,1 a 1mm), com textura de preenchimento hidrotermal e sem sinais de deformação, aparentando ter sido preservado dos efeitos do metamorfismo de grau baixo que afetou as rochas locais. Os cristais de quartzo próximo aos fragmentos de *BIF* comumente apresentam zonas turvas no seu interior, repletas de inclusões multifásicas salinas do tipo 2B, com tamanho entre 7 e 35 µm (Fotos 4.2 a 4.5). Em posições mais afastadas dos fragmentos, o quartzo é em geral mais límpido e contém inclusões menores (5 a 20 µm) e mais dispersas, com predominância de inclusões dos tipos 2A e 1. As inclusões desta amostra foram consideradas na maioria como primárias, pois exibem uma distribuição tridimensional aleatória no interior do quartzo. Inclusões pseudo-secundárias e secundárias, alinhadas ao longo de fraturas cicatrizadas, foram observadas raramente.

Análises por meio de microscopia eletrônica identificaram como sólidos no interior das inclusões do tipo 2B do litoclasto predominantemente cubos de NaCl, geralmente com algum Feassociado, cristais prismáticos de FeCl<sub>2</sub> (Fotos 4.4 a 4.7) e, mais raramente, grãos de magnetita.

**Fotos 4.1 a 4.7** – Petrografia do litoclasto de *BIF* brechado (amostra L).

**4.1** – Litoclasto de *BIF* brechado (amostra L) contido em rocha fragmentária mineralizada. O litoclasto é arredondado, composto por pedaços angulosos de *BIF* a quartzo-magnetita cimentados por quartzo. A rocha hospedeira engloba também fragmentos de outras rochas, como *chert*, *BIF* e metavulcânicas básicas e possui uma matriz fina de clorita, siderita e calcopirita.

**4.2** – Fotomicrografia do litoclasto de *BIF* brechado (amostra L), mostrando o aspecto turvo do quartzo situado em torno de um fragmento de *BIF*. Estas zonas turvas são repletas de inclusões fluidas hipersalinas, do tipo 2B. Mais distante dos fragmentos, o quartzo tende a ser mais límpido, contendo inclusões menos salinas, dos tipos 2A e 1. Amostra BAH F 345 / 197,70m. Luz plano-polarizada.

**4.3** – Idem foto anterior. Amostra BAH 345 / 197,70m. Polarizadores cruzados.

**4.4** – Fotomicrografia de inclusões fluidas primárias hipersalinas, do tipo 2B, contidas nas zonas turvas do quartzo do litoclasto de *BIF* brechado. Estas inclusões possuem dois ou mais sais de saturação, com destaque para os cristais de NaCl e de FeCl<sub>2</sub>. Amostra BAH F 345 / 197,70m. Luz plano-polarizada.

**4.5** – Idem foto anterior, mostrando cristais de saturação de NaCl (secção quadrada algo arredondada) e de FeCl<sub>2</sub> (secção hexagonal) no interior de uma inclusão. Amostra BAH F 345 / 197,70m. Luz plano-polarizada.

**4.6** – Imagem obtida através de microscópio eletrônico mostrando grandes cristais de NaCl em cavidades de inclusões fluidas do tipo 2B do litoclasto de *BIF* brechado, amostra BAH F 345 / 197,70m.

**4.7** – Imagem obtida através de microscópio eletrônico mostrando cristais de FeCl<sub>2</sub> e NaCl em cavidades de inclusões fluidas do tipo 2B da amostra do litoclasto de *BIF* brechado, BAH F 345/197,70m.



Foto 4.1

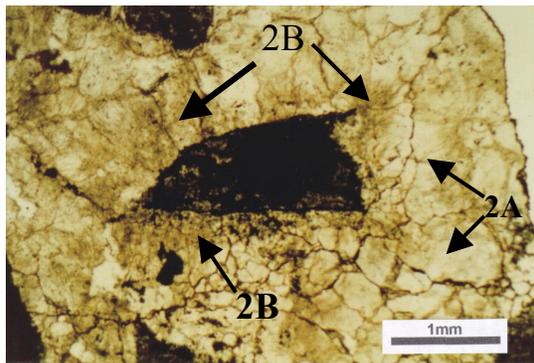


Foto 4.2

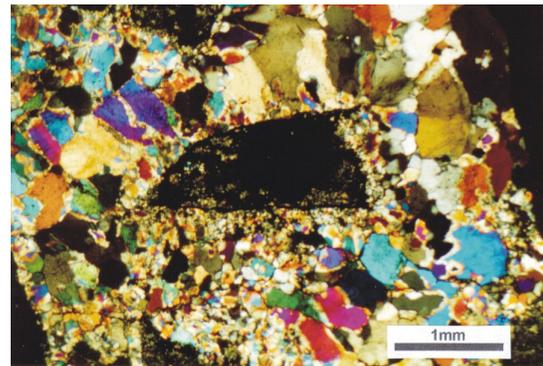


Foto 4.3

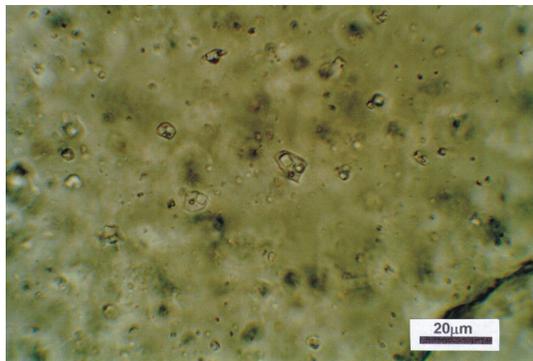


Foto 4.4

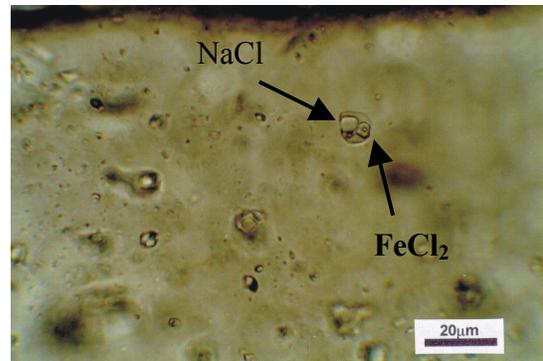


Foto 4.5

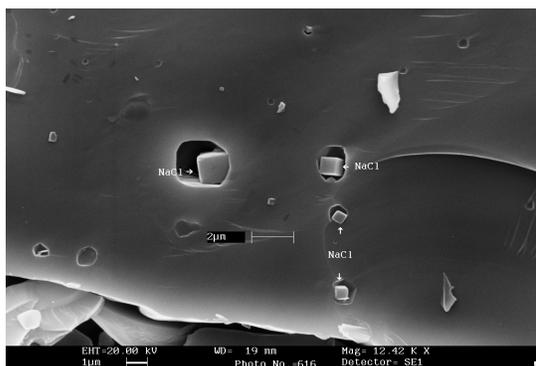


Foto 4.6

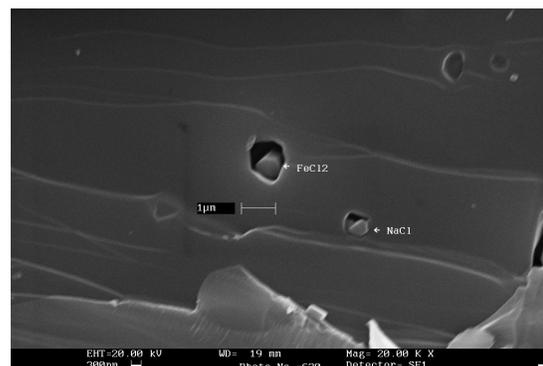


Foto 4.7



Não foi verificada a presença de CO<sub>2</sub> nas inclusões desta amostra, embora este tenha sido um dos componentes do fluido que circulou através da matriz das rochas fragmentárias mineralizadas de Igarapé Bahia.

A cavidade de quartzo, ou amostra C, foi encontrada dentro da rocha fragmentária mineralizada interceptada pelo furo de sondagem BAH F 353 / 194,20m, na extremidade norte do corpo Acampamento Sul (ver Fig. 3.1). A cavidade é alongada, mede cerca de 3 cm de comprimento por 1 cm de largura e se destaca pela cor esbranquiçada em meio à rocha hospedeira escura (Foto 4.8), formada por fragmentos de *BIF* e uma matriz fina de magnetita, calcopirita, anfibólio fibroso e carbonato. O quartzo do interior da cavidade possui granulação fina a média (0,1 a 4 mm) e exibe uma textura drusiforme, típica de preenchimento de espaços abertos, porém parcialmente deformada e recristalizada pelo metamorfismo de grau baixo que afetou as rochas do Grupo Igarapé Bahia (Foto 4.9). Os cristais maiores de quartzo, alongados e orientados em direção ao centro da cavidade, mostram extinção ondulante moderada a forte, bordos denteados e são ricos em inclusões fluidas com dimensões de 4 a 10 µm. Entre os cristais maiores, ocorrem mosaicos de quartzo fino, indeformado e recristalizado (Fotos 4.9 e 4.10), contendo inclusões raras e diminutas (<2 µm), muitas delas situadas ao longo das bordas dos grãos. Minerais da rocha hospedeira, como magnetita, carbonato, anfibólio fibroso e calcopirita também ocorrem na cavidade.

As inclusões fluidas contidas nos cristais maiores de quartzo da cavidade foram classificadas como primárias e pseudo-secundárias. As primárias ocorrem espalhadas nas três dimensões pelo interior do quartzo (Foto 4.10) e as pseudo-secundárias são aquelas confinadas a planos, alguns deles curvos ou ondulados, mas que não ultrapassam os limites dos cristais hospedeiros (Foto 4.11). As inclusões diminutas, situadas nas bordas e mais raramente no interior dos grãos finos de quartzo neoformado, foram consideradas como produto da destruição parcial ou remobilização de inclusões maiores durante a deformação metamórfica.

Inclusões fluidas dos tipos 3, 2A e 1 são dominantes nesta amostra, sendo raras as do tipo 2B. Essas inclusões são coexistentes nos grupos investigados e ocorrem tanto nos cristais maiores de quartzo, de onde foram selecionadas para as medições microtermométricas devido ao tamanho apropriado (Fotos 4.12 e 4.13), como nos grãos recristalizados finos. Os grupos com inclusões dos tipos 3, 2A e 1 diferem entre si apenas pela abundância relativa destes tipos de inclusões,

**Fotos 4.8 a 4.14 – Petrografia da cavidade de quartzo (amostra C)**

**4.8** – Cavidade de quartzo (amostra C), de cor esbranquiçada, contida em rocha fragmentária mineralizada. A rocha fragmentária é formada por pedaços de *BIF* em meio a uma matriz fina de magnetita, calcopirita, anfibólio fibroso e carbonato.

**4.9** - Fotomicrografia de parte da cavidade de quartzo (amostra C), mostrando a textura drusiforme ainda preservada pelo quartzo, cujos cristais se projetam para o centro da cavidade. A extinção ondulante dos cristais maiores e a formação dos agregados de quartzo recristalizado fino são atribuídos ao metamorfismo. Amostra BAH F 353 / 194,20m. Polarizadores cruzados.

**4.10** – Fotomicrografia da cavidade de quartzo (amostra C), mostrando grandes cristais de quartzo repletos de inclusões fluidas escuras consideradas como primárias. Entre estes grandes cristais, ocorrem agregados de quartzo fino, contendo inclusões mais raras, menores e consideradas como produtos da destruição parcial das inclusões maiores durante o metamorfismo. Amostra BAH F 353 / 194,20m. Polarizadores cruzados.

**4.11** – Fotomicrografia da cavidade de quartzo (amostra C), onde se observa inclusões fluidas dentro de grandes cristais de quartzo dispostas segundo trilhas ligeiramente curvas, mas que não ultrapassam os limites dos cristais, sendo por isto classificadas como pseudosecundárias. Amostra BAH F 353 / 194,20m. Polarizadores cruzados.

**4.12** – Fotomicrografia mostrando inclusões pseudosecundárias aquo-carbônicas (do tipo 3A) e aquosas (do tipo 2A) coexistindo ao longo de uma trilha contida em um grande cristal de quartzo. Amostra C, BAH F 353 / 194,20m. Luz plano-polarizada.

**4.13** – Fotomicrografia de inclusões primárias aquosas salinas (do tipo 2A, com cristais de saturação) coexistindo com inclusões aquosas mais diluídas (do tipo 1). Neste local não ocorrem inclusões aquo-carbônicas. Amostra C, BAH F 353 / 194,20m. Luz plano-polarizada.

**4.14** – Imagem obtida em microscópio eletrônico, onde se observa cloretos complexos de Fe, Mn, Na e Ca em cavidades de inclusões fluidas. Amostra C, BAH F 353 / 194,20m.



Foto 4.8

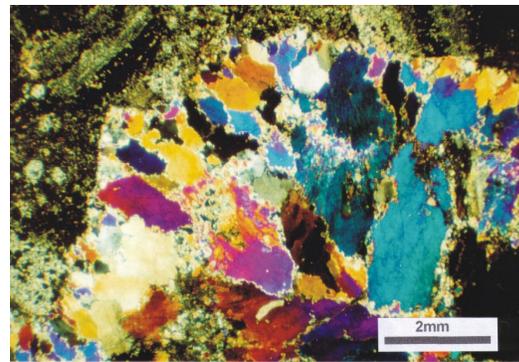


Foto 4.9

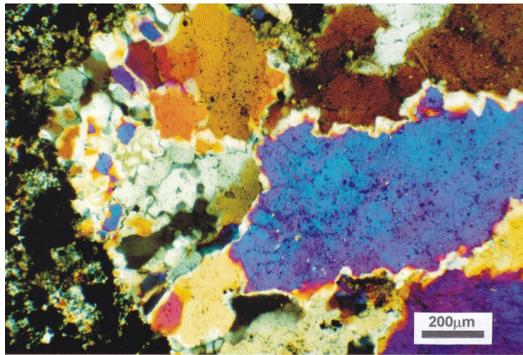


Foto 4.10

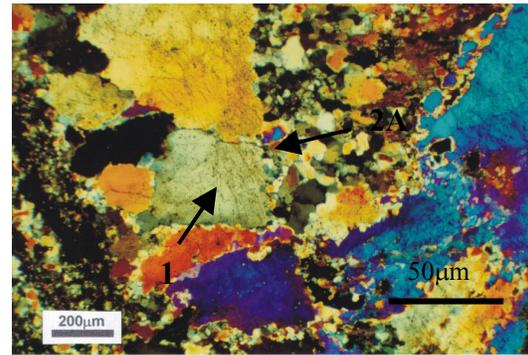


Foto 4.11

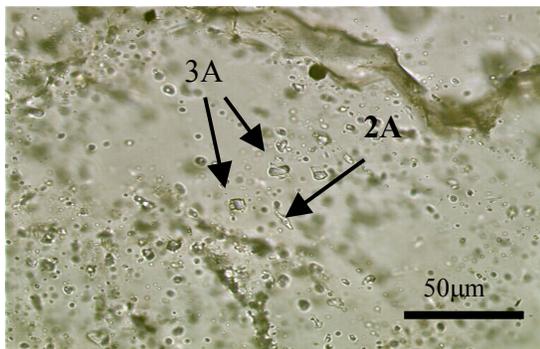


Foto 4.12

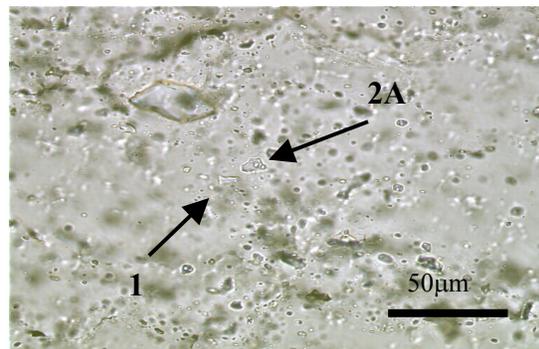


Foto 4.13

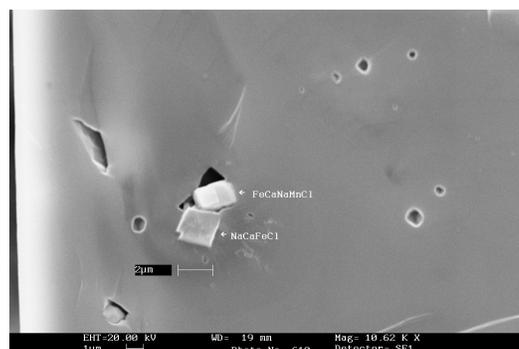


Foto 4.14



ou seja, populações individuais podem ser compostas predominantemente por um ou dois dos tipos definidos acima, como mostrado na Foto 4.13.

Análises feitas através de microscópio eletrônico na amostra C permitiram verificar, no interior de cavidades de inclusões do tipo 2A, a presença de sólidos cúbicos de NaCl, de silicatos de Ca e Fe e de cloretos complexos, portadores de Fe, Mn, Ca e Na (Foto 4.14). A presença de cristais de FeCl<sub>2</sub> puro não pôde ser confirmada nestas análises.

Os veios que cortam as rochas de Igarapé Bahia são em geral estreitos, com 1 a 4cm de espessura, e formados por cristais grossos de quartzo, calcita, calcopirita e, mais raramente, pirita, clorita, K-feldspato, magnetita e hematita especular. Dos cinco veios estudados nesta pesquisa, dois atravessam a unidade Águas Claras, outros dois cortam o horizonte mineralizado e um atravessa um dique de diabásio. Estes veios são em geral planares, com limites retilíneos bem marcados ou por vezes brechados (Fotos 4.15 e 4.16). Os veios que cortam a unidade mineralizada, no entanto, exibem limites mais irregulares, sugerindo certa deformação metamórfica ou talvez interação com a encaixante (Foto 4.17). Nos veios estudados foram analisadas as inclusões contidas somente no quartzo, particularmente em cristais que não mostram qualquer deformação ou apenas uma extinção ondulante leve e localizada. O quartzo varia de anedral a subedral (tipo *buck-quartz*) em certas amostras (Fotos 4.18 e 4.19) a perfeitamente idiomórfico, com linhas ou zonas de crescimento bem marcadas, em outras amostras (Fotos 4.20 e 4.21). As inclusões analisadas medem quase sempre entre 5 e 20 µm e foram consideradas, na maioria, como primárias e pseudo-secundárias. As inclusões classificadas como primárias são aquelas alinhadas paralelamente a faces ou zonas de crescimento dos cristais de quartzo idiomórficos e também as inclusões que ocorrem disseminadas aleatoriamente pelo interior dos cristais anedrais. Inclusões pseudo-secundárias são as que formam trilhas não relacionadas a zonas de crescimento, mas a antigas fraturas seladas dentro de cristais de quartzo. Inclusões classificadas como secundárias, igualmente alinhadas segundo antigas fraturas mas que atravessam cristais contíguos de quartzo, também ocorrem nos veios, tendo sido analisadas muito raramente devido a seu tamanho em geral muito pequeno.

Inclusões aquosas dos tipos 1 e 2A são as mais comuns nos veios estudados, onde ocorrem em coexistência nos diversos grupos investigados (Fotos 4.22 e 4.23). Inclusões do tipo 2B são mais raras, porém predominam no veio BAH F 332 / 286,45m. Inclusões contendo fluidos

**Fotos 4.15 a 4.21 – Petrografia dos veios.**

**4.15** – Veios brechados formados por quartzo, calcopirita, calcita e clorita que cortam metassedimentos da Formação Águas Claras.

**4.16** – Veios de quartzo, calcita, calcopirita e clorita cortando dique de diabásio.

**4.17** – Veio formado por quartzo, calcopirita, clorita e carbonato que atravessa rocha fragmentária mineralizada. As bordas deste veio são irregulares.

**4.18** – Fotomicrografia de quartzo de veio formado por cristais anedrais a subedrais, mostrando linhas escuras de inclusões pseudo-secundárias (PS) e secundárias (S). Veio BAH F 382 / 273,35m. Polarizadores cruzados.

**4.19** – Fotomicrografia de um grande cristal anedral de quartzo associado a sulfeto em veio. As inclusões fluidas ocorrem disseminadas e também alinhadas em trilhas e são aqui consideradas como primárias e pseudo-secundárias. Veio BAH F 382 / 315,70m. Polarizadores cruzados.

**4.20** – Fotomicrografia de cristais de quartzo perfeitamente idiomórficos, com inclusões fluidas primárias concentradas no núcleo dos cristais. Veio BAH F 332 / 231,80m. Polarizadores cruzados.

**4.21** – Fotomicrografia de cristal idiomórfico de quartzo, com inclusões fluidas primárias (P) marcando linhas de crescimento. Veio BAH 332 / 231,80m. Luz plano-polarizada.



Foto 4.15



Foto 4.16



Foto 4.17

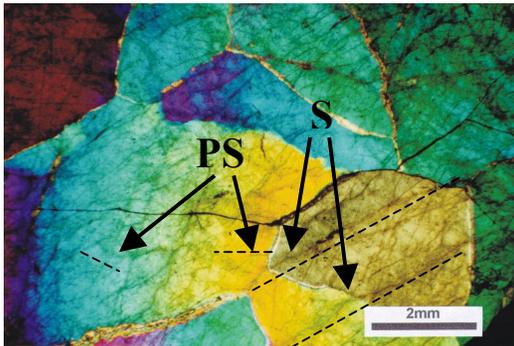


Foto 4.18

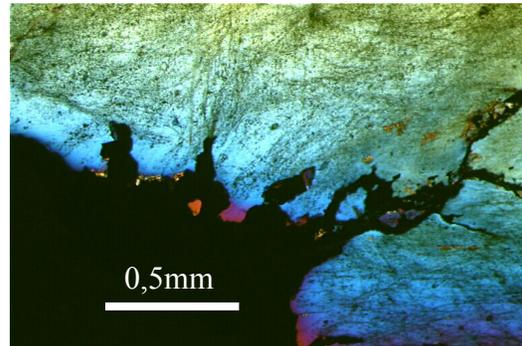


Foto 4.19

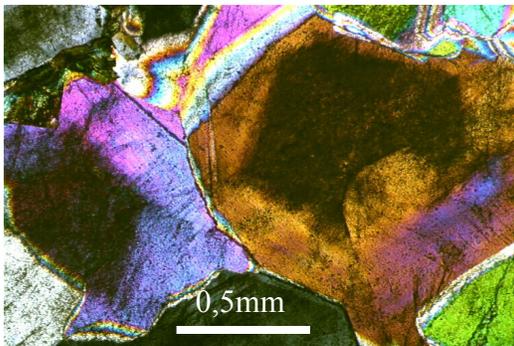


Foto 4.20

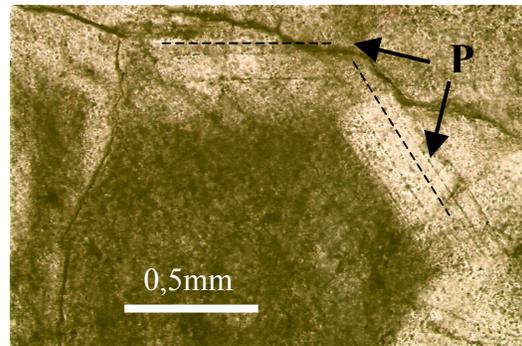


Foto 4.21



aquo-carbônicos, dos tipos 3A e 3B, ocorrem localmente no veio BAH F 382 / 273,35m que corta a zona de minério.

Análises por microscopia eletrônica identificaram NaCl como sal dominante, além de FeCl<sub>2</sub> e mais raramente KCl (Foto 4.24). Cristais capturados de carbonato (Foto 4.25) e micas também ocorrem como inclusões no quartzo de alguns dos veios.

#### 4.3.4 - Microtermometria

Serão descritos neste item os comportamentos comuns aos diversos tipos de inclusões fluidas, definidas na petrografia, durante seu resfriamento e aquecimento na microtermometria, assim como os métodos utilizados para estabelecer salinidades e composições, por meio do registro de temperaturas de mudanças de fase. Os resultados da microtermometria serão detalhados no item seguinte.

Durante o resfriamento, as inclusões aquosas dos tipos 1 e 2 congelaram sob temperaturas inferiores a  $-40^{\circ}\text{C}$ , geralmente entre  $-70$  e  $-90^{\circ}\text{C}$ . Certas inclusões, entretanto, não puderam ser congeladas mesmo abaixo de  $-100^{\circ}\text{C}$ . Isto ocorreu com inclusões muito pequenas, frequentes na amostra C (cavidade) e com algumas inclusões do tipo 2B da amostra L (litoclasto). O fenômeno é atribuído a processos de metaestabilidade (Roedder 1984).

No aquecimento, a primeira fusão da fase aquosa, que corresponde ao ponto eutético ( $T_e$ ) da solução aquosa, ocorreu geralmente entre  $-40$  e  $-65^{\circ}\text{C}$ , com poucos valores próximos de  $-35^{\circ}\text{C}$  ou atingindo  $-70^{\circ}\text{C}$ . Esse intervalo indica que os fluidos aquosos devem conter como solutos principalmente NaCl, CaCl<sub>2</sub> e FeCl<sub>2</sub>.

As temperaturas de fusão do gelo ( $T_{fg}$ ) foram medidas com facilidade nas inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B, ao contrário das temperaturas de fusão da hidrohalita ( $T_{fHH}$ ), que só raramente puderam ser registradas, devido a problemas ópticos ou pela fusão ter ocorrido em condições de não-equilíbrio. Isto se deve muito provavelmente à metaestabilidade, verificada em diversas inclusões onde pequenos grãos de hidrohalita, formados durante o resfriamento, persistiram até temperaturas positivas de  $25^{\circ}\text{C}$ , sendo, em muitos casos, confundidos com cristais de saturação.

A homogeneização total ( $T_h$ ) nas inclusões aquosas do tipo 1 se deu sempre para a fase líquida ( $T_{hLV-L}$ ), ao passo que, nas inclusões aquosas saturadas dos tipos 2A e 2B, esta ocorreu

**Fotos 4.22 a 4.25 – Petrografia dos veios (cont.)**

**4.22** – Fotomicrografia de quartzo de veio contendo inclusões fluidas aquosas pseudo-secundárias dos tipos 1 e 2A coexistindo em trilhas. Veio BAH F 382 / 315,70m. Luz plano-polarizada.

**4.23** – Fotomicrografia de outra secção da amostra anterior, mostrando inclusões fluidas aquosas dos tipo 1 e 2A também coexistentes e aqui consideradas como primárias. Veio BAH F 382 / 315,70m. Luz plano-polarizada.

**4.24** – Imagem obtida em microscópio eletrônico, na qual se observa cristais de saturação de NaCl, FeCl<sub>2</sub> e KCl próximo ou ainda dentro de cavidades que continham fluidos. Veio BAH F 332 / 286,45m.

**4.25** – Imagem de microscópio eletrônico, mostrando cristal de NaCl associado a provável carbonato em cavidade de um antiga inclusão fluida em quartzo. Veio BAH F 382 / 273,35m.

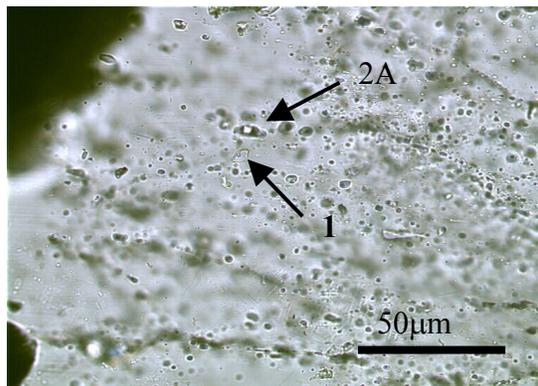


Foto 4.22

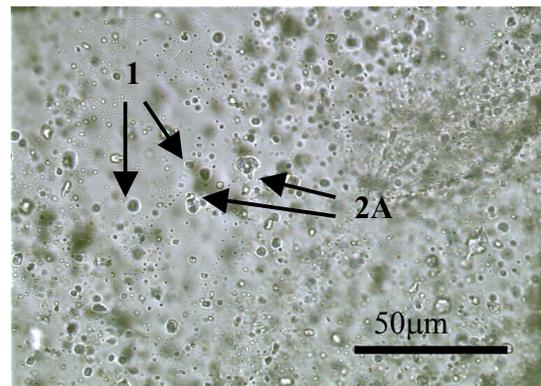


Foto 4.23

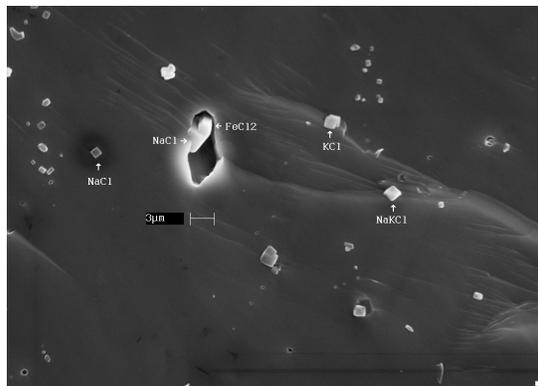


Foto 4.24

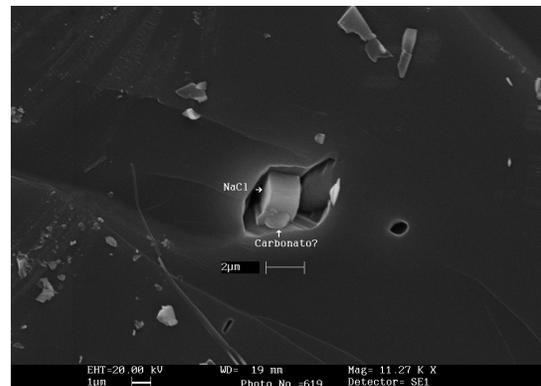


Foto 4.25



invariavelmente pela dissolução dos sais ( $T_{fH}$ ), após o desaparecimento da bolha ( $T_{h(SLV-SL)} =$  homogeneização parcial) para a fase aquosa líquida. A homogeneização total por meio da dissolução de cristais de saturação ( $T_{fH}$ ) indica a alta salinidade das inclusões 2A e 2B.

A salinidade dos fluidos foi determinada tanto em termos de % em peso equivalente de NaCl, considerando sistemas do tipo NaCl-H<sub>2</sub>O, como em termos da salinidade total e da relação NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>), também chamada de fração molar de CaCl<sub>2</sub> ou  $x\text{CaCl}_2$ , admitindo-se sistemas do tipo NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.

A salinidade em termos de % de NaCl dos fluidos insaturados, contidos em inclusões do tipo 1, foi estabelecida por meio da equação de Bodnar (1993), que fornece a salinidade em função das temperaturas de desaparecimento do gelo ( $T_{fg}$ ):

$$\text{NaCl eq. (\% em peso)} = (-1,78xT_{fg}) - (0,0442x(T_{fg})^2) - (0,000557x(T_{fg})^3).$$

Como a equação referida é válida para fluidos insaturados do sistema NaCl-H<sub>2</sub>O, ela não deve ser usada para temperaturas de fusão do gelo inferiores a -22°C, que é aquela do eutético do sistema e que corresponde a salinidades maiores do que 23% em peso equivalente de NaCl. Além disto, as salinidades em termos de % em peso equivalente de NaCl são em geral inferiores às salinidades expressas em % de NaCl + CaCl<sub>2</sub>.

Já a salinidade dos fluidos insaturados (tipo 1), considerando-se os sistemas como sendo do tipo NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, foi determinada graficamente através do diagrama ternário de fases de Shepherd *et al.* (1985), modificado por Williams-Jones & Samson (1990). Este diagrama, entretanto, necessita para sua aplicação das temperaturas de fusão da hidrohalita ( $T_{fHH}$ ), raramente obtidas em condições de equilíbrio neste trabalho. Assim, somente um número muito pequeno de inclusões do tipo 1 puderam ter sua salinidade e seu  $x\text{CaCl}_2$  avaliados em termos do sistema ternário NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.

No caso dos fluidos saturados, contidos em inclusões dos tipos 2A e 2B, as salinidades foram obtidas com base nas temperaturas de fusão da halita ( $T_{fH}$ ), embora a presença de mais de um sal de saturação possa colocar restrições aos resultados.

Em termos de porcentagem em peso equivalente de NaCl, considerando-se os sistemas como binários do tipo NaCl-H<sub>2</sub>O, a salinidade foi determinada pela equação de Sterner *et al.* (1988), que utiliza a temperatura de dissolução da halita ( $T_{fH}$ ):

$$\text{NaCl eq. (\% em peso)} = 26,242 + (0,4928x\Psi) + (1,42x(\Psi)^2) - (0,223x(\Psi)^3) + (0,04129x(\Psi)^4) + (0,006295x(\Psi)^5) - (0,001967x(\Psi)^6) + (0,00011112x(\Psi)^7),$$

onde  $\Psi$  é a temperatura de fusão da halita dividida por 100, ou seja,  $(T_{fH} / 100)$ .

Admitindo-se os sistemas como ternários do tipo NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, as salinidades foram determinadas utilizando-se o diagrama de Shepherd *et al.* (1985), porém segundo o método de Williams-Jones e Samson (1990), que estabelece as salinidades e relações NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) sem que os dados de fusão da hidrohalita ( $T_{fHH}$ ) sejam necessários.

As inclusões aquo-carbônicas e carbônicas (tipos 3A e 3B), durante o resfriamento, congelaram em geral entre -90 e -110°C. No aquecimento subsequente foram determinadas as temperaturas de fusão ( $T_{fCO_2}$ ) e homogeneização ( $T_{hCO_2}$ ) do CO<sub>2</sub>. As densidades da fase carbônica foram obtidas graficamente, utilizando-se a curva de homogeneização do CO<sub>2</sub> contida em Shepherd *et al.* (1985).

A fusão do gelo ( $T_{fg}$ ) foi observada raramente nas inclusões aquo-carbônicas e possibilitou algumas estimativas de salinidade em termos de % em peso equivalente de NaCl, calculadas por meio da equação de Bodnar (1993) apresentada acima. Estes valores de salinidade, entretanto, devem ser vistos com reservas, conforme será explicado mais adiante. As temperaturas da primeira fusão (ou fusão eutética  $T_e$ ) não puderam ser determinadas em nenhuma das inclusões do tipo 3A e a fusão de clatratos ( $T_{fcl}$ ) só foi determinada com segurança em uma das inclusões. As temperaturas de homogeneização total também não puderam ser medidas, pois todas as inclusões sofreram crepitação. Quanto aos clatratos, acredita-se que as dificuldades encontradas na determinação de suas temperaturas de fusão possam ter sido causadas pela presença ou interferência de outros hidratos (hidrohalitas?) no fluido, formados durante os procedimentos microtermométricos. No caso em que a fusão de clatratos foi efetivamente determinada, aplicou-se a fórmula de Chen (1972) para estimar a salinidade:

$$\text{NaCl eq. (\% em peso)} = 15,6192 - (1,1406 \times T_{fcl}) - (0,035 \times (T_{fcl})^2) - (0,0007 \times (T_{fcl})^3),$$
onde  $T_{fcl}$  é a temperatura de fusão dos clatratos.

As salinidades de fluidos aquo-carbônicos, calculadas a partir da fusão dos clatratos utilizando-se a equação acima, são consideradas mais precisas e geralmente mostram-se mais baixas do que as salinidades estimadas a partir das temperaturas de fusão do gelo, cujos cálculos utilizam a fórmula de Bodnar (1993). Isto se deve ao consumo de parte da água durante a formação dos clatratos, resultando numa maior salinidade da fase aquosa remanescente (Collins 1979). Como demonstração, foram aplicadas as duas equações de cálculo de salinidade mencionadas a uma mesma inclusão aquo-carbônica da amostra C, que dispõe de ambos os

dados, de fusão de clatratos e de fusão do gelo, resultando numa salinidade calculada através da  $T_{fcl}$  de precisamente metade daquela obtida através da  $T_{fg}$ . Assim, decidiu-se arbitrar as salinidades das demais inclusões aquo-carbônicas da amostra referida em metade dos valores obtidos através das temperaturas de fusão do gelo.

#### 4.3.5 - Resultados da microtermometria

Os dados microtermométricos de todas as inclusões fluidas estudadas constam das Tabelas 4.1 a 4.9 (ver Anexo I). As sete primeiras tabelas (Tabs. 4.1 a 4.7) apresentam as medições feitas em inclusões aquosas (dos tipos 1, 2A e 2B), que são predominantes nas amostras estudadas. As duas últimas tabelas (Tabs. 4.8 e 4.9) apresentam os dados referentes às inclusões aquo-carbônicas e carbônicas (dos tipos 3A e 3B), encontradas em apenas duas das sete amostras examinadas.

O litoclasto de *BIF* brechado (amostra L) contém somente inclusões aquosas, dos tipos 1, 2A e 2B (ver Tab. 4.1 e resumo dos dados na Tab. 4.1a). A microtermometria definiu para estas inclusões temperaturas da primeira fusão ( $T_e$ ) entre  $-40$  e  $-65^\circ\text{C}$ , indicando que os fluidos aprisionados devem conter NaCl,  $\text{CaCl}_2$  e também  $\text{FeCl}_2$ , como componentes principais.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>			
<b>Litoclasto de <i>BIF</i> brechado (amostra L) BAH F 345 / 197,70m</b>			
<b>Sistema NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O + FeCl<sub>2</sub></b>			
Tipo Incl.	1	2A	2B
No. Incl.	21	16	31
Preench. %	5 a 10	10 a 20	20 a 50
$T_e$	-42 a -50	-40 a -52	-50 a -65
$T_{f_{HH}}$			
$T_{fg}$	-3 a -24	-21 a -27	-36 a -43
$T_h$ (LV-L)	123 a 171		
$T_h$ (SLV-SL)		121 a 169	100 a 145
$T_{f_H}$		170 a 291	380 a 442
$T_{f_{FeCl_2}}$			446 a 510
Sal. % NaCl	5 a 23	31 a 33	45 a 52
Sal. % Total	5	32 a 35	49 a 56
Na / Ca		0,72 a 0,85	0,82 a 0,90

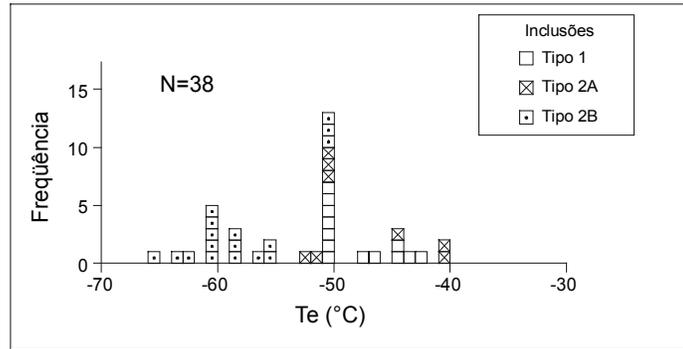
**Tabela 4.1a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no litoclasto de *BIF* brechado (amostra L), BAH F 345 / 197,70m.

No histograma da Figura 4.1 verifica-se que as temperaturas do eutético obtidas nas inclusões 1 e 2A (de  $-40$  a  $-52^{\circ}\text{C}$ ) são de modo geral mais elevadas do que as temperaturas das inclusões 2B (entre  $-50$  e  $-65^{\circ}\text{C}$ ), apontando para diferenças na composição dos sais presentes na fase aquosa destes dois grupos de inclusões, o que será discutido logo adiante.

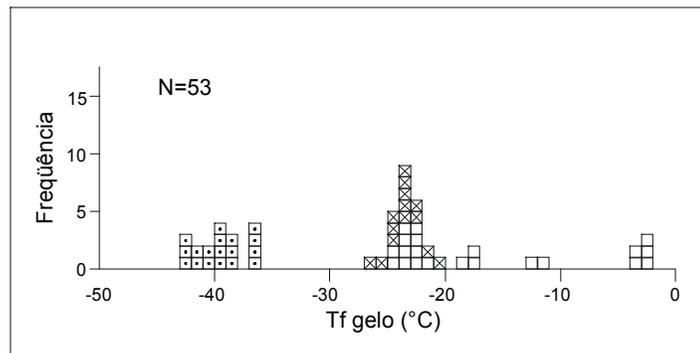
As temperaturas de fusão do gelo ( $T_{fg}$ ) determinadas em todas as inclusões da amostra L (Fig 4.2) exibem uma distribuição ampla, sugerindo uma grande variação na salinidade das inclusões. Cinco grupos podem ser distinguidos, com um maior número de resultados no intervalo  $-20$  a  $-27^{\circ}\text{C}$ , onde se concentram as fusões do gelo referentes às inclusões dos tipos 1 e 2A, e no intervalo  $-36$  a  $-43^{\circ}\text{C}$ , que corresponde a fusões do gelo nas inclusões do tipo 2B.

A distribuição dos dados de temperatura do eutético e fusão do gelo pode ser mais bem avaliada no diagrama da Figura 4.3, que mostra uma correlação positiva entre  $T_e$  e  $T_{fg}$ . Esta correlação parece indicar que as inclusões mais salinas, do tipo 2B, contêm fluidos mais ricos em  $\text{CaCl}_2$ , enquanto que as inclusões menos salinas, dos tipos 2A e 1, abrangem misturas de  $\text{CaCl}_2$  e  $\text{FeCl}_2$ . Entretanto, as observações petrográficas e análises feitas em microscópio eletrônico mostraram que, além de cubos de  $\text{NaCl}$ , ocorrem grandes cristais de saturação de  $\text{FeCl}_2$  nas inclusões do tipo 2B (Fotos 4.4, 4.5 e 4.7), indicando que os fluidos nelas contidos são provavelmente ainda mais ricos em  $\text{FeCl}_2$  do que os das outras inclusões. Assim, o comportamento mostrado na Figura 4.3 indica que certamente existem diferenças entre os fluidos retidos nos dois grupos de inclusões. Estes fluidos, no entanto, provavelmente correspondem a misturas complexas, com composições difíceis de serem avaliadas em função da falta de dados experimentais referentes a sistemas com múltiplos componentes.

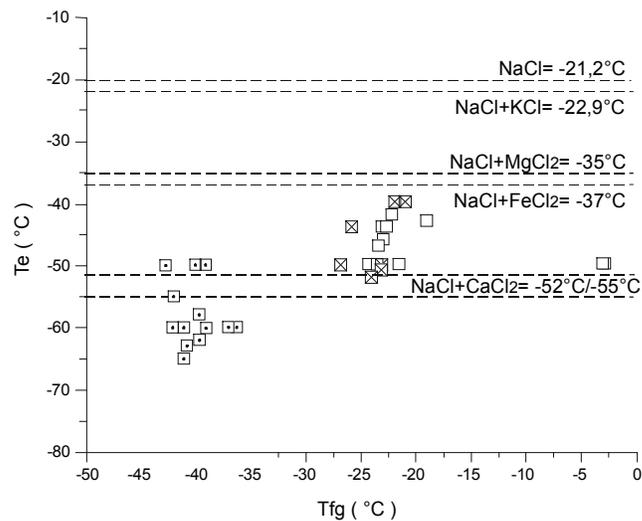
As salinidades dos fluidos da amostra L, calculadas em termos do sistema binário  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  (Fig. 4.4), mostram uma variação ampla, com valores de 4% a 52% p. eq.  $\text{NaCl}$ . Estes números, no entanto, devem ser considerados como salinidades mínimas, considerando as limitações decorrentes de cálculos baseados na  $T_{fg}$  e  $T_{fH}$  mencionadas no item anterior. Em termos de um sistema ternário do tipo  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  (Fig. 4.5), que é o que mais se aproxima da composição dos fluidos da amostra L, as salinidades estimadas também confirmam uma variação forte, de 5 a 56% em p. eq. de  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ . As inclusões aquosas mais diluídas, do tipo 1, estão, no entanto, pouco representadas neste diagrama em função da falta de dados de  $T_{fHH}$ . Já as inclusões saturadas dividem-se claramente em dois grupos: o primeiro, correspondente às inclusões 2A, com salinidade no intervalo de 32 - 35% em peso de  $\text{NaCl} +$



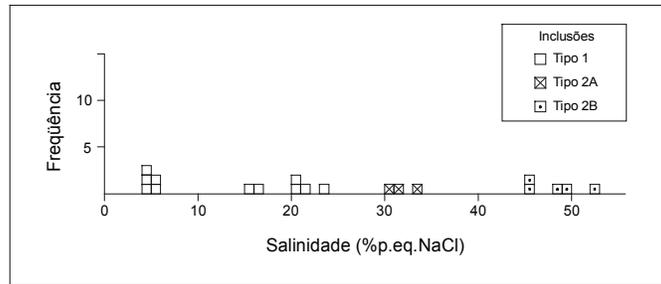
**Figura 4.1** – Histograma das temperaturas eutéticas (Te) obtidas para as inclusões fluidas aquosas da amostra L (litoclasto de BIF brechado), BAH F 345 / 197,70m.



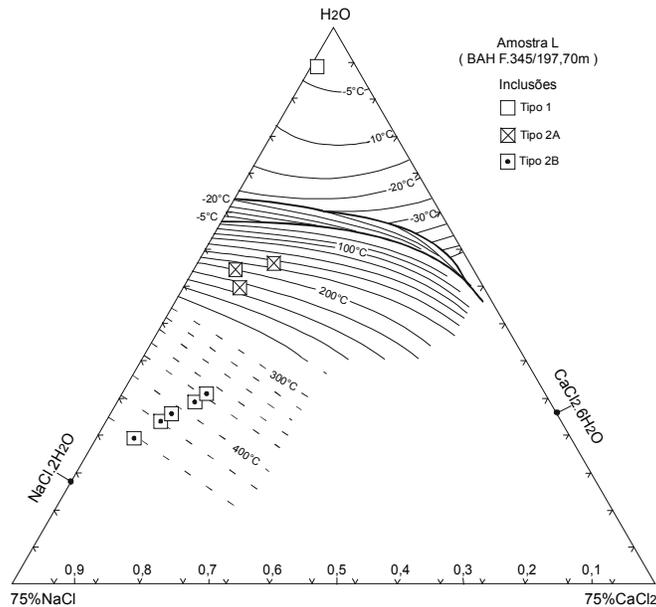
**Figura 4.2** – Histograma das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) das inclusões fluidas aquosas da amostra L.



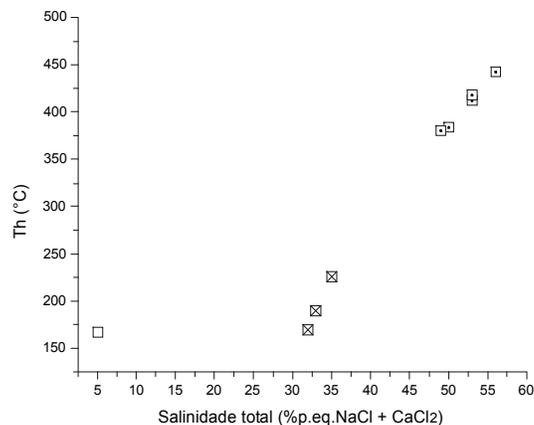
**Figura 4.3** – Diagrama Te (°C) contra Tfg (°C) das inclusões aquosas da amostra L. As linhas tracejadas marcam os limites das temperaturas do eutético de diversos sistemas.



**Figura 4.4** – Histograma das salinidades (em % p. eq. NaCl) das inclusões aquosas da amostra L.



**Figura 4.5** - Diagrama triangular NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O mostrando a distribuição das inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B da amostra L (litoclasto de BIF brechado, BAH F 345 / 197,70m) obtida a partir de dados de fusão do gelo, da halita e, raramente, da hidrohalita (baseado em Williams-Jones e Samson 1990)



**Figura 4.6** – Diagrama salinidade total (em % em peso equivalente de NaCl + CaCl<sub>2</sub>) contra temperatura de homogeneização total (Th, em °C) das inclusões aquosas da amostra L.

CaCl<sub>2</sub>; e o segundo grupo, referente às inclusões 2B, com salinidade de 49-56% em peso de NaCl + CaCl<sub>2</sub>. As razões NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) diferem pouco entre os dois conjuntos, mostrando um valor médio de 0,79 nas inclusões 2A e de 0,85 nas inclusões 2B. Assim, o grupo das inclusões 2A, cuja salinidade média é de 33 %, contém cerca de 26% em peso de NaCl e 7% em peso de CaCl<sub>2</sub>, enquanto o conjunto das inclusões 2B, de salinidade total média de 52%, contém em torno de 44% de NaCl e 8% de CaCl<sub>2</sub> em peso.

As temperaturas de homogeneização total mostram uma relação direta com a salinidade, podendo-se verificar um *trend* positivo bem definido para as inclusões mais salinas (Fig. 4.6). De cerca de 407°C de temperatura média de homogeneização total obtida para os fluidos aquosos do tipo 2B, as temperaturas decrescem para valores em torno de 195 e 166°C nas inclusões menos salinas dos tipos 2A e 1, respectivamente.

Na cavidade de quartzo (amostra C), ocorrem inclusões carbônicas e aquo-carbônicas (tipo 3A e 3B) e inclusões aquosas (dos tipos 1, 2A e 2B) em quantidades aproximadamente equivalentes (ver Tabs. 4.2 e 4.8 e resumo de dados na Tab. 4.2a).

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>			
<b>Cavidade de quartzo (amostra C) BAH F 353 / 194,20m</b>			
<b>Sistema</b>	<b>NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		<b>CO<sub>2</sub></b>
Tipo Incl.	1	2A e 2B	3A e 3B
No. Incl.	26	34	64
Preench. %	5 a 25	10 a 50	20 a 100
Te	-43 a -65	-45 a -72	
Tf <sub>HH</sub>			
Tfg	-3 a -46	-19 a -47	-8 a -10
Tf <sub>CO2</sub>			-56,4 a -58,3
Th <sub>CO2</sub>			-8,2 a 30,9
Th <sub>(LV-L)</sub>	110 a 189		
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		111 a 220	
Tf <sub>H</sub>		131 a 330	
Sal. % NaCl	5 a 23	29 a 41	6 a 7
Sal. % Total	16 a 24	32 a 45	
Na / Ca	0,72 a 1,00	0,26 a 1,00	

**Tabela 4.2a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos na amostra C, cavidade de quartzo, BAH F 353 / 194,20m.

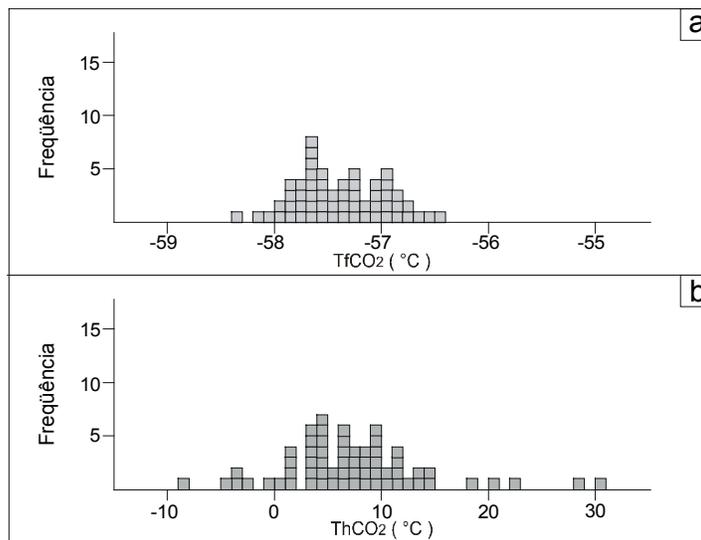
As inclusões carbônicas e aquo-carbônicas registraram valores de temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (T<sub>fCO<sub>2</sub></sub>) entre -56,4 e -58,3°C, com maior frequência em -57,6°C (Fig. 4.7a). Estes valores, algo mais baixos do que a temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> puro, que é de -56,6°C, são explicados pela presença de pequenas concentrações de CH<sub>4</sub> – e ausência de N<sub>2</sub> - nos fluidos desta amostra, detectadas em análises feitas através de microespectroscopia Raman. A homogeneização do CO<sub>2</sub> ocorreu sempre para a fase do CO<sub>2</sub> líquido e aparece distribuída num intervalo muito amplo, de -8,2 a +30,9°C (Fig. 4.7b), porém com maior número de valores entre 3 e 9°C. Essa variação nas Th<sub>CO<sub>2</sub></sub> corresponde a densidades de CO<sub>2</sub> de 0,5 a 0,95 g/cm<sup>3</sup>, com uma concentração maior de resultados em 0,84 g/cm<sup>3</sup>.

O conteúdo de CH<sub>4</sub> na fase gasosa da maioria das inclusões 3A e 3B desta amostra, obtido através do diagrama da Figura 4.8, mostra valores baixos, situados entre 1 e 8 moles % de CH<sub>4</sub>. Não foi observada qualquer correlação entre as temperaturas de fusão e homogeneização do CO<sub>2</sub> ou entre as temperaturas de homogeneização e os teores de CH<sub>4</sub>, indicando que a ampla variação das Th<sub>CO<sub>2</sub></sub> e, conseqüentemente, das densidades da fase gasosa, não são resultado de diferenças composicionais, mas provavelmente de re-equilíbrio das inclusões aquo-carbônicas durante o metamorfismo, sem que tenha havido perda do seu conteúdo.

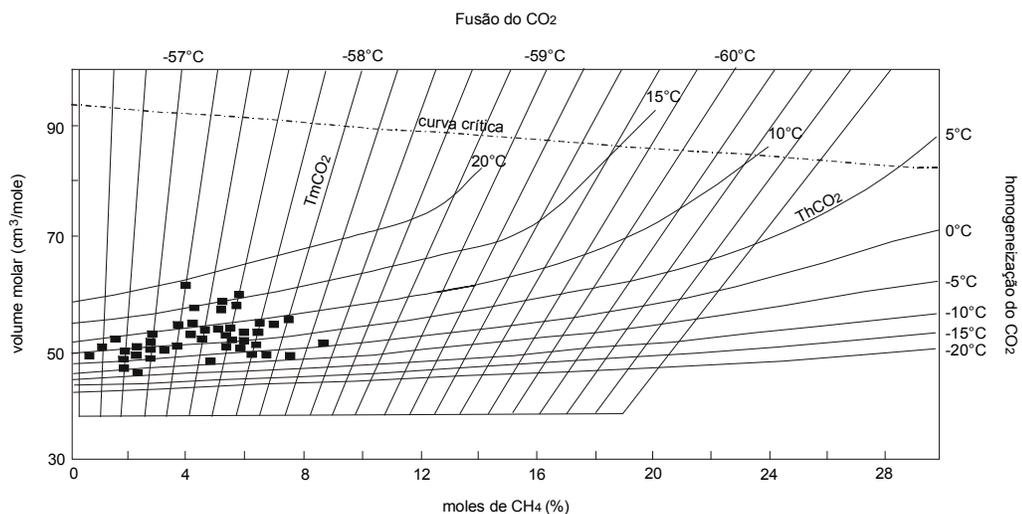
Dados de fusão do gelo (T<sub>fg</sub>) e fusão de clatratos (T<sub>fcl</sub>) foram obtidos muito raramente nas inclusões aquo-carbônicas desta amostra. As salinidades calculadas a partir da T<sub>fg</sub> forneceram valores em torno de 12% em peso equivalente de NaCl, mas estes resultados são certamente elevados em relação à salinidade real, pois houve formação de clatratos durante a microtermometria (ver item anterior). Considerou-se, portanto, mais apropriadas as estimativas baseadas na T<sub>fcl</sub>, que indicaram uma salinidade média de 6% p. eq. NaCl para a fase aquosa das inclusões aquo-carbônicas.

As inclusões aquosas, dos tipos 1, 2A e 2B que ocorrem na amostra C apresentaram temperaturas da primeira fusão (T<sub>e</sub>) entre -43 e -72°C (Fig. 4.9), indicando que, a exemplo das inclusões aquosas da amostra L (litoclasto de *BIF* brechado), também devem conter NaCl, CaCl<sub>2</sub> e FeCl<sub>2</sub> como principais componentes nos fluidos.

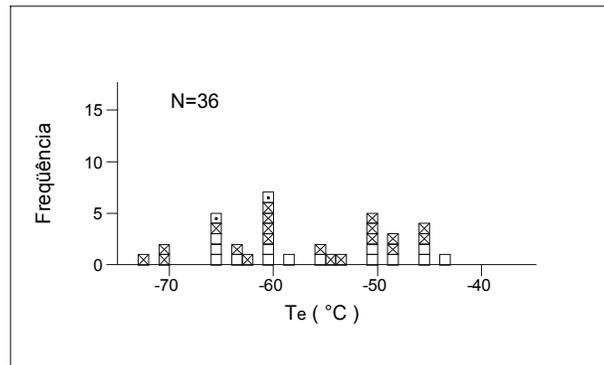
Os dados de fusão do gelo (T<sub>fg</sub>) das inclusões aquosas mostram uma distribuição que se estende dos -3 aos -46°C de temperatura (Fig. 4.10), apontando para uma faixa ampla de salinidades. Dentro desta faixa, há pelo menos dois grupos bem definidos: o primeiro, de salinidade mais baixa, com dados de T<sub>fg</sub> em geral superiores a -10°C, que engloba a maioria das



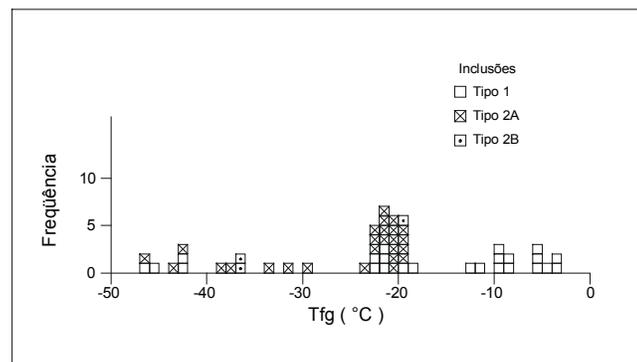
**Figura 4.7** – Histogramas das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas (tipos 3A e 3B) da amostra C (cavidade de quartzo), BAH F 353 / 194,20m. **(a)** Temperaturas de fusão do CO<sub>2</sub> (Tf<sub>CO<sub>2</sub></sub>); **(b)** Temperaturas de homogeneização do CO<sub>2</sub> (Th<sub>CO<sub>2</sub></sub>).



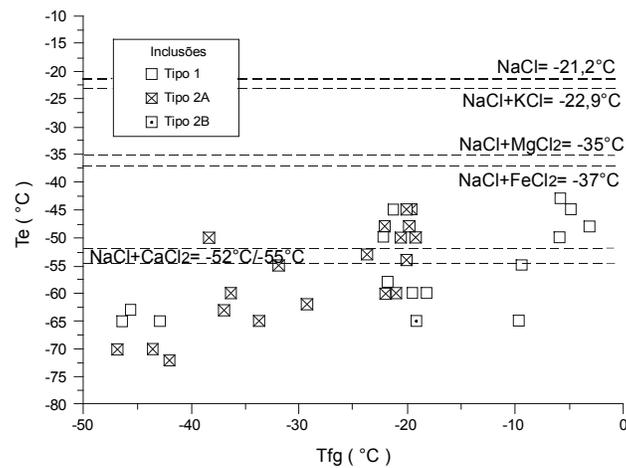
**Figura 4.8** – Diagrama Tf<sub>CO<sub>2</sub></sub>-Th<sub>CO<sub>2</sub></sub> para cálculo do teor de CH<sub>4</sub> presente em inclusões carbônicas e aquo-carbônicas que homogeneizam para a fase líquida (extraído de Shepherd *et al.* 1985). Os dados plotados são referentes às inclusões 3A e 3B da amostra C.



**Figura 4.9** – Histograma das temperaturas eutéticas (Te) obtidas para as inclusões fluidas aquosas da amostra C.



**Figura 4.10** – Histograma das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) das inclusões fluidas aquosas da amostra C.



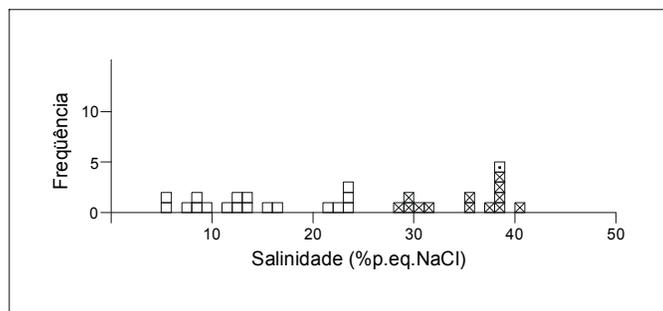
**Figura 4.11** – Diagrama Te (°C) contra Tfg (°C) das inclusões aquosas da amostra C. As linhas tracejadas marcam os limites das temperaturas do eutético de diversos sistemas.

inclusões aquosas; e um segundo conjunto, de salinidade mais alta e valores de  $T_{fg}$  por volta de  $-21^{\circ}\text{C}$ , onde se concentram inclusões do tipo 1 e a maioria das inclusões do tipo 2A. Os demais valores de  $T_{fg}$  aparecem dispersos entre as temperaturas de  $-30$  e  $-46^{\circ}\text{C}$  e foram obtidos em inclusões de diversos tipos. Estes dados refletem não só salinidades bastante altas como também diferenças nas composições das inclusões.

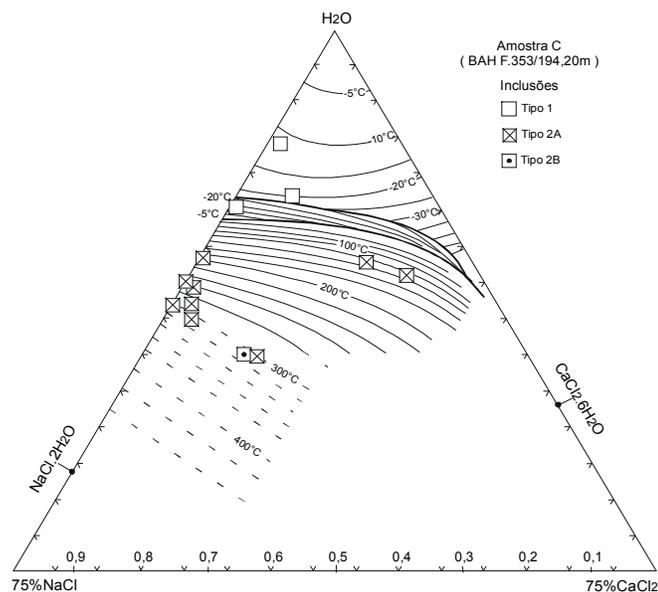
As temperaturas do eutético contrastadas com as temperaturas de fusão do gelo (Fig. 4.11) mostram uma correlação positiva, sugestiva de que as inclusões mais salinas (ou, ao menos, parte delas) sejam mais ricas em  $\text{CaCl}_2$  do que as inclusões mais diluídas, como também cogitado para as inclusões fluidas da amostra L (ver Fig. 4.3). Entretanto, a correlação mencionada pode ser interpretada como reflexo não apenas de um enriquecimento em  $\text{CaCl}_2$ , mas também da participação de outros componentes nos fluidos, como parecem indicar as análises feitas em cristais de saturação encontrados nas inclusões desta amostra, que revelaram a presença de cloretos complexos portadores de Fe, Mn, Na e Ca (ver Foto 4.14).

Com relação às salinidades dos fluidos contidos na amostra C, os resultados calculados para um sistema à base de  $\text{NaCl}$  e  $\text{H}_2\text{O}$  mostram uma distribuição bastante ampla que se estende dos 5 aos 41% p.eq.  $\text{NaCl}$  (Fig. 4.12). O diagrama ternário  $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  mostra, por seu turno, não só uma distribuição ampla de salinidades, mas também diferenças composicionais entre os grupos de inclusões (Fig. 4.13). As inclusões aquosas insaturadas (do tipo 1) estão pouco representadas neste diagrama em face da falta de dados de  $T_{fHH}$ . As inclusões saturadas, constituídas na maioria por inclusões do tipo 2A, apresentam salinidades de 32 a 45%  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ . Em termos da razão  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$ , estas inclusões constituem três grupos: o primeiro deles, concentrado do lado esquerdo do diagrama, com uma salinidade média total de 36% e razão  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$  média de 0,97, apresenta um conteúdo de 35% em peso de  $\text{NaCl}$  e de apenas 1% em peso de  $\text{CaCl}_2$ ; o segundo grupo, das inclusões de mais alta salinidade (45%), com razão  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$  média de 0,72, exhibe 32% em peso de  $\text{NaCl}$  e 14% de  $\text{CaCl}_2$ ; e o terceiro conjunto, situado mais à direita no diagrama, com salinidade total de 33% e relação  $\text{NaCl} / (\text{NaCl} + \text{CaCl}_2)$  de 0,32, contém 11% de  $\text{NaCl}$  e 22% de  $\text{CaCl}_2$ , aproximadamente.

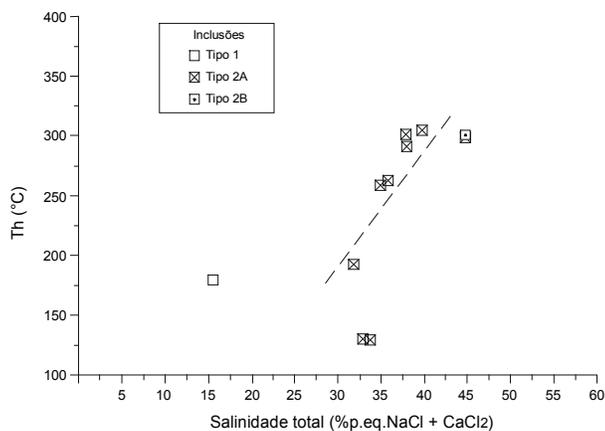
O diagrama temperatura de homogeneização total ( $T_h$ ) contra salinidade total (% p.eq.  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ) (Fig. 4.14) mostra uma correlação positiva para as inclusões aquosas dos tipos 2A e 2B, indicando que os fluidos mais salinos, com salinidades de 32 a 45%, foram também os mais quentes a percolar a rocha, tendo sido aprisionados pelo quartzo da cavidade sob temperaturas



**Figura 4.12** – Histograma das salinidades (% p. eq. NaCl) das inclusões aquosas da amostra C.



**Figura 4.13** – Diagrama triangular NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O mostrando a distribuição das inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B da amostra C (cavidade de quartzo, BAH F 353 / 194,20m) obtida a partir de dados de fusão do gelo, da halita e da hidrohálita (baseado em Williams-Jones e Samson 1990).



**Figura 4.14** – Diagrama salinidade total (% peso equivalente de NaCl + CaCl<sub>2</sub>) contra temperatura de homogeneização total (Th, em °C) das inclusões aquosas da amostra C.

entre 200 e 300°C, aproximadamente. Os fluidos mais diluídos, apesar de representados por apenas um ponto neste gráfico, correspondem de modo geral aos fluidos mais frios e que foram englobados pelo quartzo sob temperaturas abaixo dos 200°C (ver Tabs. 4.2 e 4.2a).

Os resultados da microtermometria realizada em inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B de cinco veios da área do depósito de Igarapé Bahia aparecem relacionados nas Tabelas 4.3 a 4.7 (Anexo I), sendo que na Tabela 4.9 constam os resultados de inclusões aquo-carbônicas encontradas localmente num dos veios. O resumo dos dados microtermométricos de cada amostra pode ser visto nas Tabelas 4.3a a 4.7a.

As temperaturas do eutético (Te) das inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B dos veios de Igarapé Bahia, apresentadas conjuntamente no histograma da Figura 4.15, estão situadas de modo geral entre -40 e -60°C, indicando que os fluidos, também no caso dos veios, pertencem a sistemas aquosos formados predominantemente por NaCl, CaCl<sub>2</sub> e FeCl<sub>2</sub>.

Os dados de Tfg dos veios mostram, por sua vez, uma forte concentração de resultados entre os -21 e -24°C (Fig. 4.16) e temperaturas em geral mais elevadas (acima dos -30°C) do que aquelas obtidas para as amostras L e C, onde parte das inclusões exibe valores de Tfg inferiores aos -40°C. Isto indica que os fluidos formadores dos veios foram em geral menos salinos do que os das amostras L e C, exceto por um dos veios.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>		
<b>Veio BAH F 332 / 231,80m</b>		
<b>Sistema NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		
Tipo Incl.	1	2A
No. Incl.	40	18
Preench. %	5 a 10	10 a 30
Te	-40 a -60	-43 a -61
Tf <sub>HH</sub>	-21 a -26	-2 a -27
Tfg	-1 a -26	-20 a -32
Th <sub>(LV-L)</sub>	124 a 143	
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		116 a 124
Tf <sub>H</sub>		163 a 255
Sal. % NaCl	2 a 23	31 a 35
Sal. % Total	10 a 25	33 a 35
Na / Ca	0,33 a 1,00	0,58 a 0,62

**Tabela 4.3a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no veio BAH F 332 / 231,80m.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>		
<b>Veio BAH F 332 / 286,45m</b>		
<b>Sistema NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		
Tipo Incl.	1	2B
No. Incl.	1	17
Prench. %	10	10 a 45
Te	-45	-55 a -63
Tf <sub>HH</sub>		-1 a -17
Tfg	-26	-27 a -39
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		82 a 121
Tf <sub>H</sub>		115 a 519
Sal. % NaCl		35 a 63
Sal. % Total		38 a 60
Na / Ca		0,70 a 0,99

**Tabela 4.4a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no veio BAH F 332 / 286,45m.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>			
<b>Veio BAH F 382 / 273,35m</b>			
Sistema	<b>NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		<b>CO<sub>2</sub></b>
Tipo Incl.	1	<b>2A e 2B</b>	<b>3A e 3B</b>
No. Incl.	39	27	11
Prench. %	5 a 10	5 a 40	20 a 100
Te	-36 a -60	-35 a -55	
Tf <sub>HH</sub>	-17 a -23		
Tfg	-11 a -23	-16 a -25	
Tf <sub>CO2</sub>			-56,4 a -56,7
Th <sub>CO2</sub>			-4,6 a 29,6
Th <sub>(LV-L)</sub>	99 a 162		
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		78 a 109	
Tf <sub>H</sub>		174 a 395	
Sal. % NaCl	15 a 23	31 a 47	
Sal. % Total	15 a 24	33 a 49	
Na / Ca	0,80 a 1,00	0,73 a 0,92	

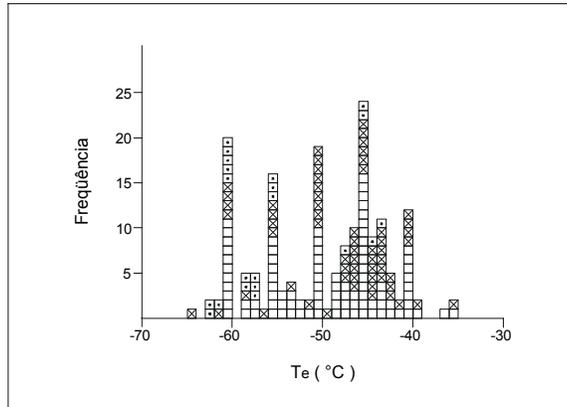
**Tabela 4.5a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no veio BAH F 382 / 273,35m.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>		
<b>Veio BAH F 382 / 315,70m</b>		
<b>Sistema NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		
Tipo Incl.	1	2A e 2B
No. Incl.	35	39
Prench. %	5 a 15	10 a 30
Te	-41 a -58	-40 a -60
Tf <sub>HH</sub>	-24 a -26	
Tfg	-4 a -25	-21 a -28
Th <sub>(LV-L)</sub>	133 a 192	
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		118 a 173
Tf <sub>H</sub>		192 a 320
Sal. % NaCl	6 a 23	32 a 40
Sal. % Total	24 a 25	33 a 39
Na / Ca	0,86 a 0,95	0,69 a 0,90

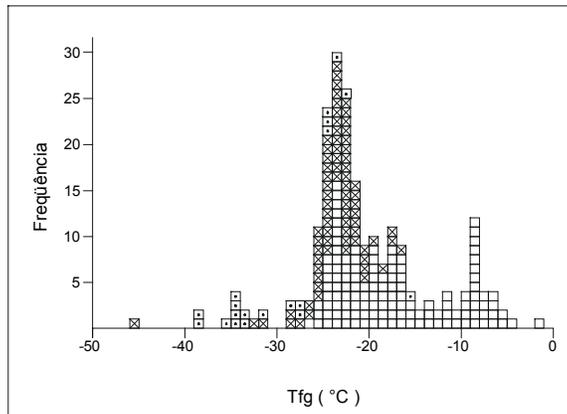
**Tabela 4.6a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no veio BAH F 382 / 315,70m.

<b>DADOS MICROTERMOMÉTRICOS</b>		
<b>Veio BAH F 375 / 237,00m</b>		
<b>Sistema NaCl + CaCl<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O</b>		
Tipo Incl.	1	2A
No. Incl.	23	10
Prench. %	5 a 15	5 a 20
Te	-48 a -60	-50 a -60
Tf <sub>HH</sub>	-27 a -33	
Tfg	-8 a -27	-22 a -46
Th <sub>(LV-L)</sub>	137 a 172	
Th <sub>(SLV-SL)</sub>		116 a 160
Tf <sub>H</sub>		184 a 419
Sal. % NaCl	12 a 23	31 a 37
Sal. % Total	22 a 25	36
Na / Ca	0,14 a 0,28	0,55 a 0,78

**Tabela 4.7a** – Resumo dos dados microtermométricos obtidos no veio BAH F 375 / 237,00m.



**Figura 4.15** – Histograma das temperaturas eutéticas ( $T_e$ ) obtidas em inclusões fluidas aquosas dos veios de Igarapé Bahia (símbolos conforme Fig. 4.14).



**Figura 4.16** – Histograma das temperaturas de fusão do gelo ( $T_{fg}$ ) das inclusões fluidas aquosas dos veios (símbolos conforme Fig. 4.14).

Os diagramas Te versus Tfg expostos na Figura 4.17 não permitem definir correlações entre as temperaturas do eutético (Te) e as temperaturas de fusão do gelo (Tfg) das inclusões, mostrando que não existem diferenças composicionais importantes entre os fluidos mais e menos salinos aprisionados nos veios.

As salinidades calculadas para sistemas do tipo NaCl-H<sub>2</sub>O mostram resultados em geral distribuídos dos 10 aos 40% NaCl (Fig. 4.18), com salinidades mais elevadas registradas somente em um dos veios. No diagrama triangular NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O da Figura 4.19 aparecem lançados os dados de fusão do gelo, da halita e da hidrohalita de todos os cinco veios examinados para uma avaliação conjunta de suas salinidades e composições. Observa-se que as salinidades variam amplamente, de 10 a 60% em peso de NaCl + CaCl<sub>2</sub>, com as inclusões insaturadas concentradas nos 20-25% de salinidade e as inclusões saturadas concentradas nos 30-40% de salinidade total. As relações NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) das inclusões saturadas variam de 0,55 a 0,99. Se considerarmos que 35% representa a salinidade média e 0,7 é a relação NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) média, obtém-se teores aproximados de 25% de NaCl e de 10% de CaCl<sub>2</sub> para os componentes dos fluidos saturados que percolaram pela maioria dos veios. Os fluidos mais salinos de Igarapé Bahia (até 60% de NaCl + CaCl<sub>2</sub>) foram registrados no veio BAH F 332 / 286,45m, que corta metarenitos da Formação Águas Claras. As composições proporcionalmente mais ricas no componente CaCl<sub>2</sub> foram obtidas em um grupo de inclusões insaturadas encontrado no veio BAH F 375 / 237,00m, alojado em um dique de diabásio.

As temperaturas de homogeneização total (Tht) variam amplamente, de uma média de 140°C nos fluidos aquosos insaturados (inclusões tipo 1) até temperaturas superiores aos 400°C nos fluidos aquosos saturados (inclusões tipo 2A e 2B) (ver Tabs. 4.3a a 4.7a). No diagrama da Figura 4.20, observa-se que os fluidos mais salinos e mais quentes evoluem para fluidos menos salinos e de mais baixa temperatura.

As inclusões aquo-carbônicas dos tipos 3A e 3B, que ocorrem localmente no veio BAH F 382 / 273,35m que corta a camada de rochas fragmentárias mineralizadas, exibem resultados de T<sub>fCO<sub>2</sub></sub> de -56,4 a -56,7°C, sendo mais frequente a temperatura de -56,4°C (Fig. 4.21a), mostrando que se trata de CO<sub>2</sub> puro. A homogeneização ocorreu sempre para o estado líquido, entre temperaturas de -4 a +30°C (Fig. 4.21b), indicando uma densidade variável, de 0,95 a 0,60 g/cm<sup>3</sup>.

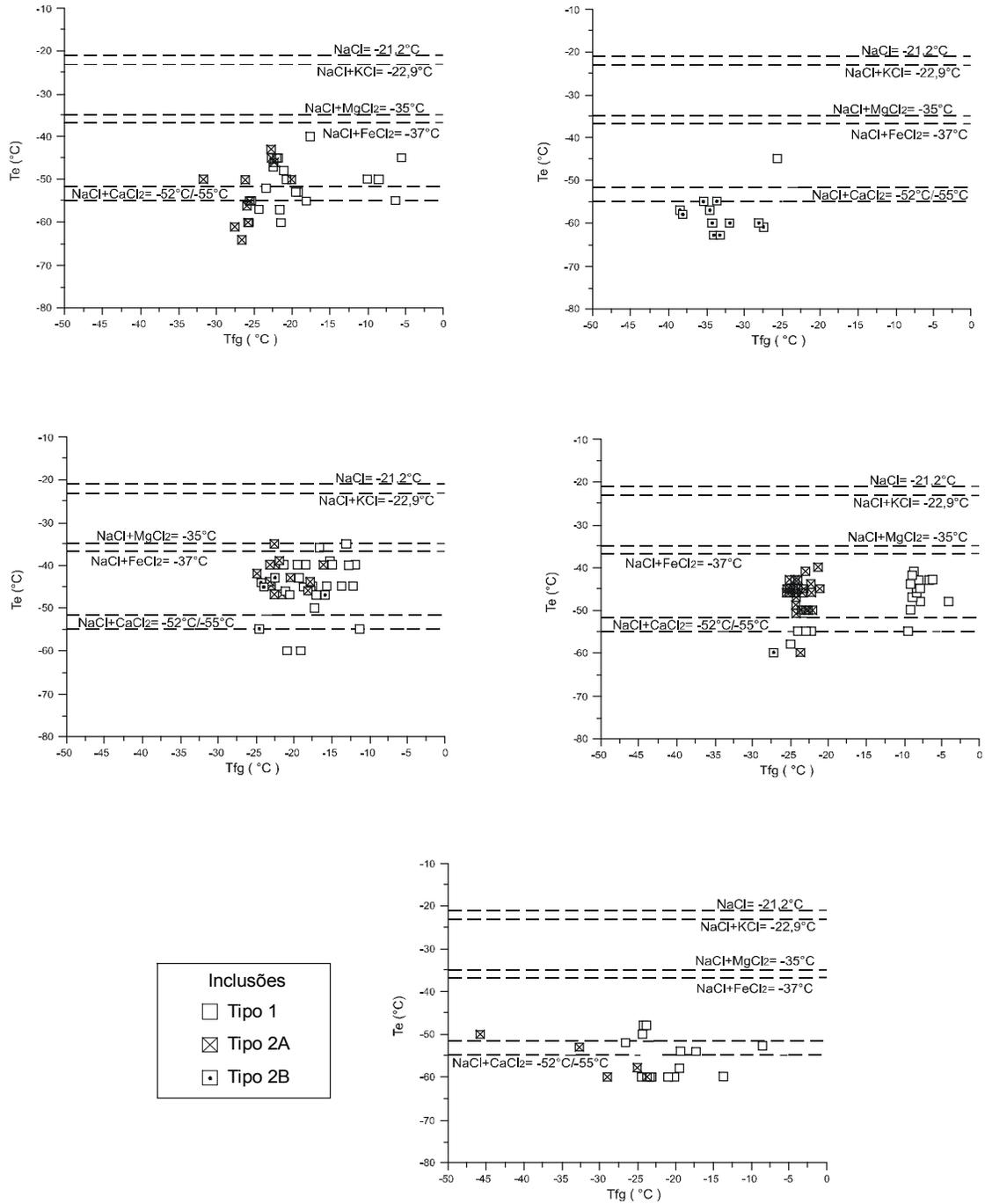
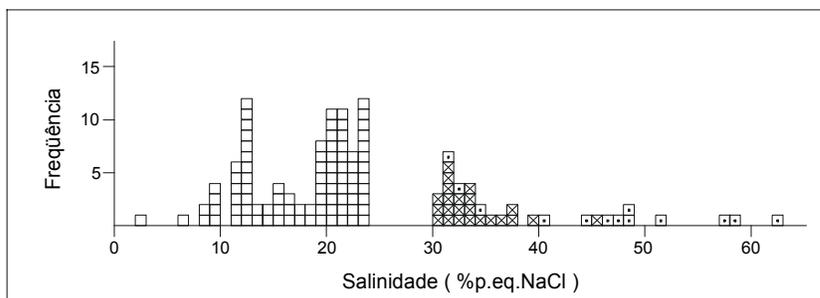
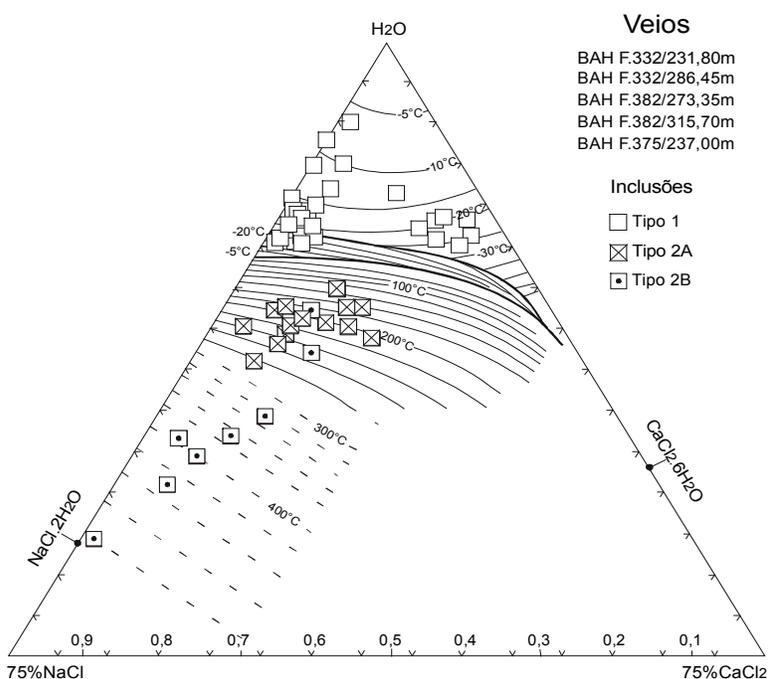


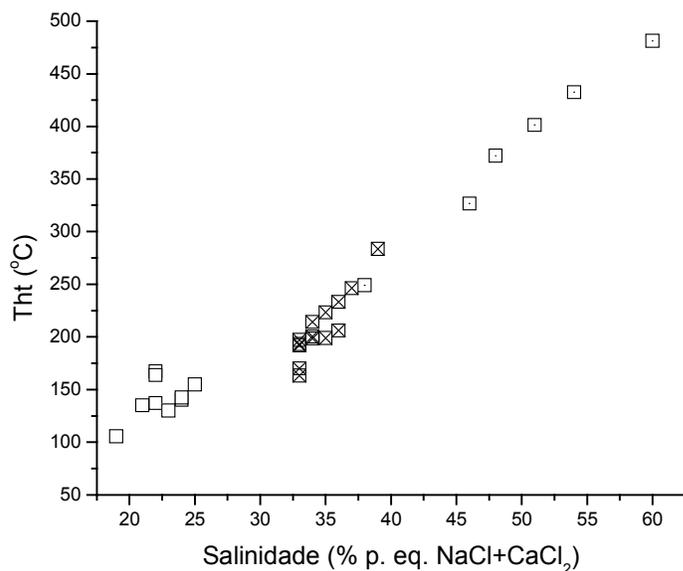
Figura 4.17 – Diagramas Te (°C) contra Tfg (°C) das inclusões fluidas aquosas dos veios.



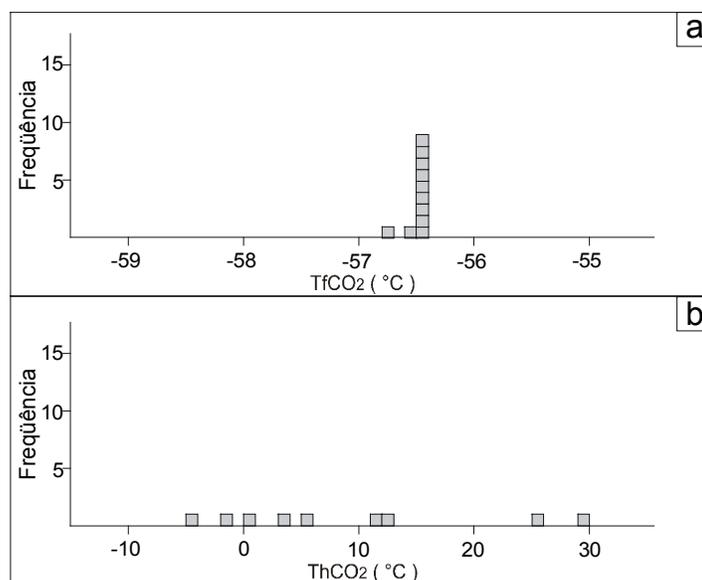
**Figura 4.18** – Histogramas das salinidades (em % p. eq. NaCl) das inclusões fluidas aquosas presentes nos veios.



**Figura 4.19** – Diagrama triangular NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O mostrando a distribuição das inclusões aquosas dos tipos 1, 2A e 2B de cinco veios da área do depósito de Igarapé Bahia. A distribuição foi obtida a partir de dados de fusão do gelo, da halita e da hidrohalita (baseado em Williams-Jones e Samson 1990).



**Figura 4.20** – Diagrama salinidade total (% p. eq. NaCl + CaCl<sub>2</sub>) contra temperatura de homogeneização total (Th<sub>t</sub>, em °C) das inclusões aquosas de veios de Igarapé Bahia (símbolos conforme Fig. 4.19)



**Figura 4.21** – Histogramas das inclusões aquo-carbônicas e carbônicas (tipos 3A e 3B) do veio BAH F382/173,35m. **(a)** Temperaturas de fusão do CO<sub>2</sub> (Tf<sub>CO2</sub>); **(b)** Temperaturas de homogeneização do CO<sub>2</sub> (Th<sub>CO2</sub>).

#### 4.3 6 - Conclusões sobre o estudo de inclusões fluidas

O litoclasto de *BIF* brechado (amostra L) é interpretado como uma *BIF* de fácies óxido que foi brechada e cimentada por quartzo em local provavelmente afastado do depósito de Igarapé Bahia. Em época posterior, nova fragmentação e retrabalhamento possibilitaram a incorporação deste clasto às rochas da zona mineralizada. As inclusões presentes no quartzo que cimenta os pedaços de *BIF* são em geral primárias, compostas por fluidos aquosos pertencentes ao sistema  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ , com salinidades de 5 a 56% e temperaturas de homogeneização de 120 a 440°C. A amostra L guarda, portanto, o registro de um evento hidrotermal que movimentou fluidos hipersalinos e quentes em época anterior à da formação e mineralização das rochas fragmentárias.

Os dados petrográficos e microtermométricos obtidos no litoclasto demonstram que os fluidos mais salinos foram também aqueles mais quentes e aprisionados mais precocemente, pois preenchem inclusões situadas nas áreas turvas do quartzo. Estas áreas turvas ocorrem em geral em torno dos fragmentos de *BIF*, correspondendo aos locais onde o quartzo principiou a sua deposição. Já os fluidos mais diluídos e mais frios ocupam inclusões no quartzo mais límpido e mais afastado dos fragmentos, sendo conseqüentemente mais tardios. Portanto, a amostra L contém fluidos precoces bastante salinos e quentes, que com o tempo evoluíram para fluidos mais diluídos e resfriados. Quanto às composições dos fluidos, os dados mostram diferenças pequenas entre os componentes  $\text{NaCl}$  e  $\text{CaCl}_2$  das diversas inclusões, embora o  $\text{Fe}$  tenha sido provavelmente mais abundante nos fluidos iniciais, de mais alta temperatura, em função da presença constante de cristais de saturação de  $\text{FeCl}_2$  nas inclusões do tipo 2B, portadoras destes fluidos. Observações adicionais mostram que o litoclasto não contém no seu interior sulfetos nem outros minerais, como clorita ou siderita, da rocha hospedeira, indicando que ele se formou durante um evento hidrotermal não mineralizante e permaneceu impermeável aos fluidos que posteriormente percolaram pela zona mineralizada. Outra evidência a favor da última possibilidade é a ausência de  $\text{CO}_2$  nos fluidos contidos no litoclasto. O  $\text{CO}_2$ , como já mencionado, é frequente na cavidade de quartzo (amostra C).

A amostra C representa uma cavidade que foi preenchida por quartzo durante a mineralização das rochas fragmentárias e que, portanto, guarda o registro dos fluidos mineralizantes. A amostra sofreu deformação, porém preserva sua textura drusiforme original e

um grande número de inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias nos cristais maiores de quartzo. Estas inclusões contêm fluidos carbônicos e aquo-carbônicos em coexistência com fluidos aquosos salinos. Os fluidos aquo-carbônicos apresentam salinidade baixa (cerca de 6% p. eq. NaCl) e uma grande variação no conteúdo e densidade do CO<sub>2</sub>. A variação, também grande, no grau de preenchimento destas inclusões aponta para um processo de imiscibilidade ocorrido antes de seu aprisionamento pelo quartzo. Pequenas concentrações de CH<sub>4</sub> associam-se à fase gasosa e podem ser resultantes de interação com matéria carbonosa presente nas rochas fragmentárias. A presença de CO<sub>2</sub> nas inclusões desta amostra é coerente com a ocorrência de carbonatos, principalmente siderita, nas rochas mineralizadas.

Os fluidos aquosos da cavidade C guardam semelhança com os que ocorrem na amostra L e também pertencem a sistemas à base de NaCl-CaCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, tendo no entanto salinidades (5 a 45% NaCl + CaCl<sub>2</sub>) e temperaturas de homogeneização (110 a 330°C) comparativamente mais baixas. Os dados mostraram que os fluidos mais salinos foram os mais quentes a percolar a cavidade, enquanto que os mais diluídos foram aprisionados sob temperaturas mais baixas. As composições dos fluidos em termos das relações NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) mostraram diferenças entre as inclusões saturadas, que podem ser atribuídas a interações com a rocha hospedeira.

Resumidamente, a cavidade de quartzo preserva fluidos aquo-carbônicos provavelmente resultantes de imiscibilidade, coexistentes com fluidos aquosos de salinidades e composições variadas. Estes diferentes fluidos devem ter sido misturados e circulado pela unidade de rochas fragmentárias durante a mineralização. Com relação às temperaturas, os dados de homogeneização mostraram valores máximos de 300 a 330°C para os fluidos aquosos. Estas temperaturas são, no entanto, algo mais baixas do que aquelas admitidas para as paragêneses a ferroactinolita-hastingsita ( $\geq 350^\circ\text{C}$ ) que se desenvolveram na matriz das rochas fragmentárias mineralizadas (ver item 4.4 deste capítulo), sugerindo que o quartzo da cavidade não aprisionou os fluidos mais precoces, de mais alta temperatura, que circularam pela rocha durante a mineralização. Isto parece coerente com o fato de que cavidades são em geral preenchidas tardiamente, sendo capazes de reter apenas fluidos hidrotermais já mais evoluídos e resfriados.

As inclusões presentes nos veios indicam que, novamente, fluidos aquosos bastante salinos, pertencentes a sistemas NaCl-CaCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, atravessaram a área de Igarapé Bahia, desta vez em época mais tardia, sendo responsáveis por uma mineralização de baixo teor. Não é possível saber se todos os veios pertencem a um mesmo evento, mas evidências como o aspecto

planar da maioria deles e a ausência de deformação importante no quartzo indicam que eles se formaram após a mineralização principal e o metamorfismo que afetou Igarapé Bahia. Um destes veios corta um dique de diabásio que atravessa o depósito, sendo portanto posterior a 2,57 Ga, que é a idade dos diques locais (Ferreira Filho 1985; Tallarico *et al.* 2002a). Os fluidos que formaram os veios exibem um padrão de mistura de fluidos saturados coexistindo com fluidos insaturados, com temperaturas de homogeneização de 120 a 400°C e salinidade de 2 a 40%, em média. Os fluidos mais salinos são de temperaturas mais altas e os mais diluídos de temperaturas mais baixas. O veio BAH F 332 / 286,45m registra os fluidos mais salinos já encontrados em Igarapé Bahia (até 60% de sais), com as mais altas temperaturas de homogeneização (>500°C) e composições muito ricas em Fe, dada a presença constante de cristais de saturação de FeCl<sub>2</sub> (além de halita) em suas inclusões. A ocorrência localizada de CO<sub>2</sub> puro no veio BAH F 382 / 273,35m talvez possa ser atribuída a uma descarbonatização local provocada pela passagem dos fluidos hidrotermais pela zona do minério, já que este veio corta o nível de rochas fragmentárias mineralizadas. E as variações composicionais (em termos da razão NaCl / (NaCl + CaCl<sub>2</sub>) dos fluidos dos veios parecem ser, em parte, resultantes de interação com as encaixantes.

#### **4.4 - Minerais portadores de cloro de Igarapé Bahia**

Análises feitas para esta pesquisa acusaram a presença de Cl em anfibólios e cloritas associados às rochas mineralizadas de Igarapé Bahia. O elemento já havia sido detectado anteriormente em cloritas de Igarapé Bahia por Zang & Fyfe (1995) e no mineral identificado como ferropirosmalita por Tazava *et al.* (1999). A presença de Cl na estrutura de minerais geralmente se constitui numa evidência de que fluidos hidrotermais salinos participaram da sua formação. Entretanto, a incorporação do Cl a minerais hidratados depende não somente do teor de Cl dos fluidos coexistentes, mas também das temperaturas de formação e aspectos relacionados à estrutura dos minerais, como demonstram estudos experimentais efetuados por Muñoz (1984) e Volfinger *et al.* (1985). Com o intuito de avaliar estes fatores, serão mostradas as composições químicas dos minerais analisados e discutidas as implicações da presença destes e de minerais clorados identificados em trabalhos anteriores sobre a natureza dos fluidos mineralizantes em Igarapé Bahia.

#### 4.4.1 – Estudos anteriores sobre minerais com Cl em Igarapé Bahia

O estudo desenvolvido por Zang & Fyfe (1995) sobre cloritas do depósito de Igarapé Bahia reporta pela primeira vez a presença de Cl em minerais daquela jazida. O estudo aborda a cloritização, referida como um dos mais importantes processos de alteração hidrotermal ocorrido em Igarapé Bahia, e baseia-se em análises de cloritas associadas ao minério e cloritas das rochas encaixantes próximas e mais afastadas da zona mineralizada. Os autores citados verificaram a presença de até 0,16% em peso de Cl nas cloritas, constatando um aumento nos teores deste elemento e nas razões  $Fe / (Fe + Mg)$  das cloritas das encaixantes em relação às cloritas da zona de minério. O aumento é atribuído a diferentes interações fluido / rocha e distância da zona de descarga dos fluidos num ambiente subaquoso, marinho. Zang & Fyfe (1995) determinaram também, com base nos teores de  $Al^{IV}$  das cloritas, temperaturas de 204 a 266°C para a formação das rochas hidrotermalizadas, tendo igualmente observado um leve aumento nas temperaturas das encaixantes em direção à zona mineralizada.

Outro mineral com Cl encontrado em Igarapé Bahia é um silicato de Fe e Mn designado ferropirosmalita, descrito por Tazava *et al.* (1999). Este mineral foi localizado em veios e à volta de clastos de *BIF* contidos em rochas mineralizadas ricas em siderita, magnetita, calcopirita e anfibólios do corpo Acampamento Sul. A ferropirosmalita de Igarapé Bahia possui entre 2,77 e 5,38% em peso de Cl e uma relação  $Mn / (Fe + Mn)$  muito baixa. Sua origem, segundo os autores mencionados, estaria relacionada à substituição metassomática de minerais ferríferos promovida por fluidos fortemente salinos, que teriam percolado através da matriz das rochas fragmentárias, sob temperaturas de 400 a 500°C. Os fluidos salinos são considerados magmáticos por Tazava *et al.* (1999), embora a pirosmalita seja mais comum em formações ferríferas e depósitos de sulfetos relacionados a sistemas hidrotermais submarinos (Pan *et al.* 1993).

#### 4.4.2 – Minerais estudados neste trabalho

A presença de Cl em anfibólios e cloritas de Igarapé Bahia foi inicialmente detectada em análises feitas ao microscópio eletrônico. Posteriormente, os minerais foram analisados sob microsonda eletrônica com o intuito de quantificar o Cl e obter suas composições globais. Os anfibólios e cloritas selecionados para estas análises ocorrem na matriz das rochas fragmentárias mineralizadas de intervalos particularmente ricos em minério, localizados no setor norte da mina

de Igarapé Bahia (corpos Acampamento Norte e extremidade norte do corpo Acampamento Sul), nos quais os teores atingem uma média de 3 g/t Au e 2 - 4% Cu (dados fornecidos pela CVRD).

## **Anfibólios**

Os anfibólios estudados ocorrem nas profundidades de 196,40m, 222,60m e 223,62m do furo de sondagem BAH F 353, locado no extremo norte do corpo Acampamento Sul (ver localização do furo na Fig. 3.1). Estes minerais ocorrem na matriz das rochas fragmentárias mineralizadas, onde constituem cristais finos, fibrosos a idióblásticos, fortemente zonados, de cor verde azulada escura com manchas claras (Fotos 4.26 e 4.27). Os anfibólios não mostram qualquer orientação dentro da matriz, onde se associam principalmente com estilpnomelano, magnetita, calcopirita e bornita. Cristais de ferropirosmalita foram localizados no ponto 176,85m do mesmo furo (BAH F 353), concentrados em torno de clastos de *BIF* (Foto 4.28). A cavidade de quartzo, estudada na microtermometria (amostra C), situa-se também bastante próximo dos anfibólios analisados, na profundidade de 194,20m do mesmo furo de sondagem.

As composições químicas dos anfibólios estão relacionadas nas Tabelas 4.10a, b e c (ver Anexo II), sendo que doze destas análises (marcadas em pontilhado nas tabelas) correspondem a análises representativas, obtidas na borda e no centro de seis diferentes cristais. Os anfibólios analisados são tipos cálcicos, que exibem um acentuado zoneamento composicional, podendo variar de hastingsitas a ferroactinolitas ou ferrohornblendas (Fig. 4.22) dentro de um mesmo cristal. Os teores de FeO são bastante elevados, de 26,4 a 33,8% em peso, e resultaram na presença adicional de  $Fe^{+3}$  calculado na fórmula estrutural. As razões  $Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg)$  são igualmente altas, variando de 0,71 a 0,99, com um valor médio de 0,84. Variações também importantes são mostradas por componentes como o  $SiO_2$  (de 36,5 a 50,9% em peso) e o  $Al_2O_3$  (de 0,7 a 11%). Os teores de Cl são baixos nas ferroactinolitas (0,18 a 0,58%), mas alcançam valores expressivos (até 2,45% em peso) nos anfibólios mais aluminosos. Os anfibólios dos níveis mais profundos do furo BAH F 353, correspondentes aos pontos 222,60m e 223,62m (ver análises representativas nas Tabs. 4.10b e 4.10c), exibem em geral núcleos ricos em Fe, Al e Cl e bordas mais empobrecidas nestes componentes. Já os anfibólios da profundidade 196,40m do mesmo furo (ver análises em pontilhado na Tab. 4.10a) mostram zoneamentos irregulares ou, por vezes, inversos aos dos outros anfibólios. Estas heterogeneidades composicionais, encontradas

**Fotos 4.26 a 4.29** – Minerais portadores de cloro de Igarapé Bahia.

**4.26** – Fotomicrografia da matriz de rocha fragmentária mineralizada, formada por Cl-anfibólios fibrosos verde azulados (anf) em meio a massa de estilpnomelano marron (stp). Grãos de magnetita e de sulfeto (em preto) estão dispersos. Amostra BAH F 353 / 196,20m. Luz plano-polarizada.

**4.27** – Fotomicrografia mostrando Cl-anfibólios zonados verde-azulados (anf) da matriz de rocha fragmentária mineralizada. Agregados de estilpnomelano (stp) e grãos de magnetita e sulfeto (em preto) também estão presentes. Amostra BAH F 353 / 223,62m. Luz plano-polarizada.

**4.28** – Fotomicrografia de rocha fragmentária mineralizada, onde ocorrem cristais de ferropirosmalita (fp, com birrefringência em amarelo) no contato entre um fragmento de *BIF* a quartzo-magnetita (à direita) e a matriz da rocha, formada por anfibólios ferríferos, estilpnomelano, magnetita e calcopirita. Amostra BAH F 353 / 176,85m. Polarizadores cruzados.

**4.29** – Fotomicrografia mostrando cristais de Fe-clorita (chl) envoltos e parcialmente corroídos por siderita (sd) na matriz de rocha fragmentária mineralizada. A calcopirita (em preto) aparece no canto superior direito da foto, As manchas avermelhadas são de material limonítico resultante de alteração da siderita. Amostra BAH F 332 / 237,00m. Luz plano-polarizada.

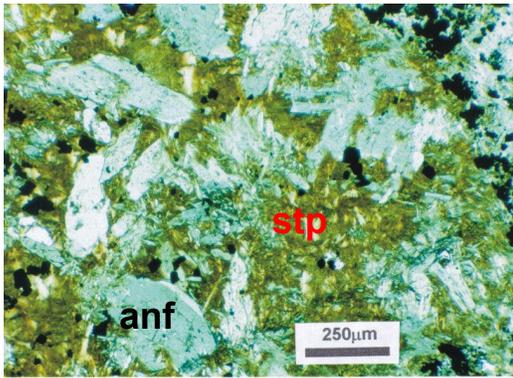


Foto 4.26

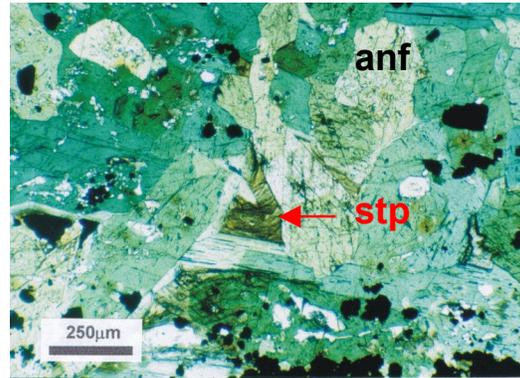


Foto 4.27

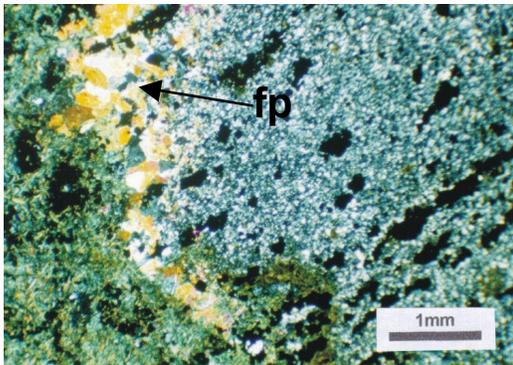


Foto 4.28

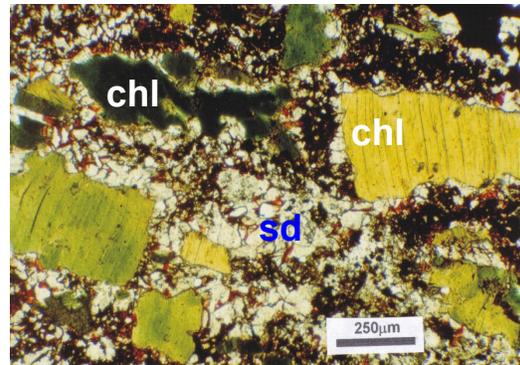
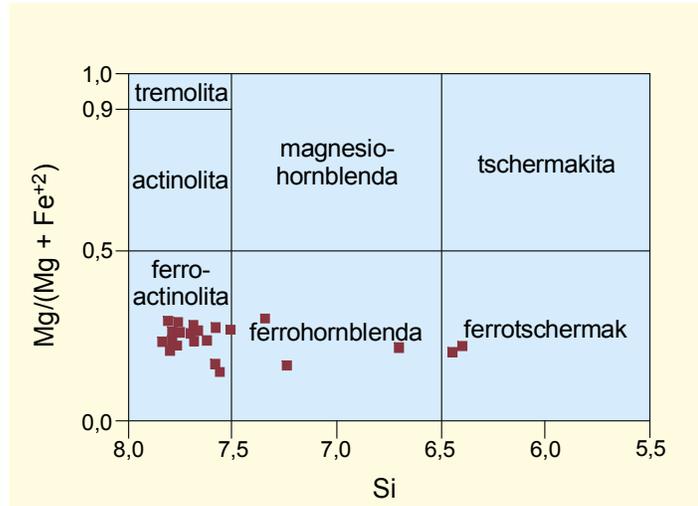
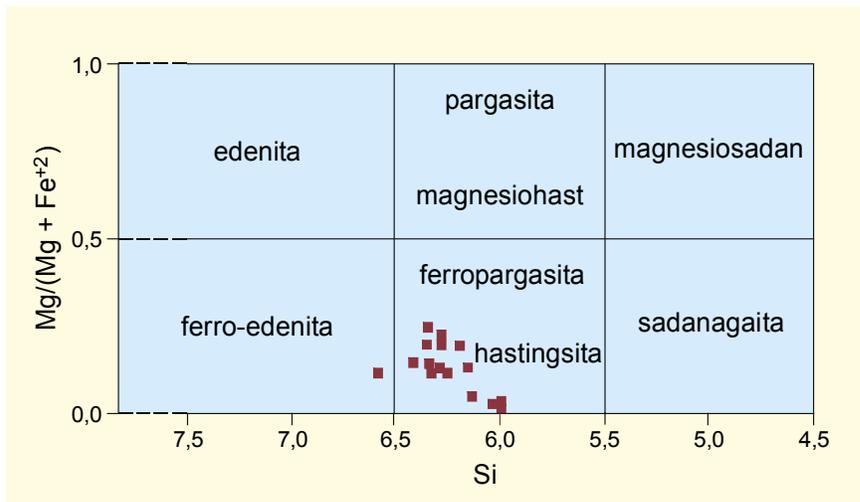


Foto 4.29





**Figura 4.22** – Composição dos anfíbólios de Igarapé Bahia plotados no diagrama de classificação dos anfíbólios cálcicos de Leake *et al.* (1997).



dentro dos cristais e entre anfíbólios de diferentes profundidades, indicam desequilíbrios químicos típicos de minerais formados a partir de fluidos hidrotermais.

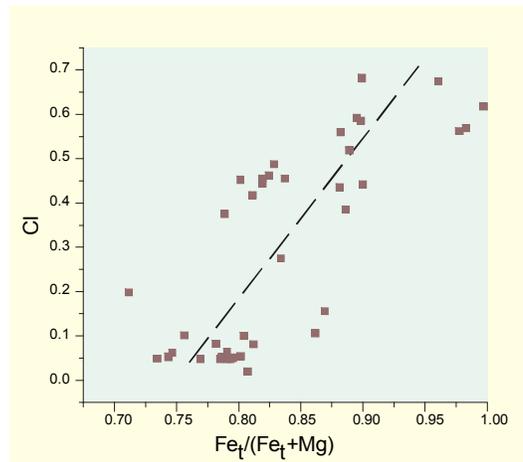
Correlações positivas foram obtidas entre Cl e a razão  $Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg)$  (Fig. 4.23), entre Cl e  $Al^{IV}$  (Fig. 4.24) e entre Cl e K (Fig. 4.25) de todos os anfíbólios analisados. Estas relações indicam que existe um importante controle cristal químico sobre a incorporação de Cl aos minerais citados. A relação direta entre Cl e a razão  $Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg)$ , ou  $xFe$ , ocorre não somente com anfíbólios, mas também com biotitas, e tem sido designada de “*Mg-Cl-avoidance*” ou “*Fe-F-avoidance*” (Muñoz 1984), indicando que o Cl se associa preferencialmente aos anfíbólios e biotitas ferríferos, enquanto que o F é incorporado de preferência por anfíbólios e biotitas mais magnesianos. As explicações para este comportamento dos halogênios variam entre diferentes pesquisadores. Para Muñoz (1984), as ligações catiônicas Fe-F e Mg-Cl seriam mais fracas do que as ligações Mg-F e Fe-Cl e, por isso, os sítios octaédricos ocupados pelo Fe agregariam preferencialmente o Cl no poliedro de coordenação aniônico. Outros autores, como Ito & Anderson (1983), Volfinger *et al.* (1985) e Suwa *et al.* (1987), favorecem a idéia de que um aumento nas dimensões do sítio ocupado pelo OH promoveria a entrada do Cl na estrutura dos anfíbólios, já que o Cl possui um raio iônico cerca de 30 a 35% maior do que o do OH ou do F. O aumento ocorreria, segundo Volfinger *et al.* (1985), através de uma rotação dos tetraedros controlada pela entrada crescente de  $Fe^{+2}$  no sítio octaédrico, podendo assim explicar a correlação positiva entre Cl e  $xFe$  em anfíbólios cálcicos. Para Ito & Anderson (1983) e Suwa *et al.* (1987), entretanto, a estrutura inteira dos anfíbólios deveria ser expandida para acomodar o Cl. Esta expansão ocorreria pela entrada conjunta de Al no sítio tetraédrico, de  $Fe^{+3}$  no sítio octaédrico e do K no sítio A dos álcalis, explicando assim as correlações verificadas entre Cl /  $xFe$ , Cl /  $Al^{IV}$  e Cl / K (Figs. 4.23 a 4.25). Já Oberti *et al.* (1993) fornecem uma explicação alternativa, demonstrando que é a incorporação do Cl ao sítio aniônico que induz a deformação na estrutura e que resulta num aumento de tamanho dos sítios tetraédricos e octaédricos. Como consequência, o Fe substitui o Mg nos sítios octaédricos em função da sua forte preferência (em relação ao Mg) pelos sítios expandidos, com a concomitante substituição do Si pelo Al nos sítios tetraédricos.

De qualquer modo, certas condições devem ser satisfeitas para que o Cl se incorpore aos anfíbólios. Assim, usando os exemplos de Igarapé Bahia e de outros encontrados na literatura, os requisitos composicionais parecem ser sempre de que os anfíbólios sejam variedades cálcicas, tenham razões  $Fe / (Fe + Mg)$  elevadas e contenham certa quantidade de K, Na e Al.

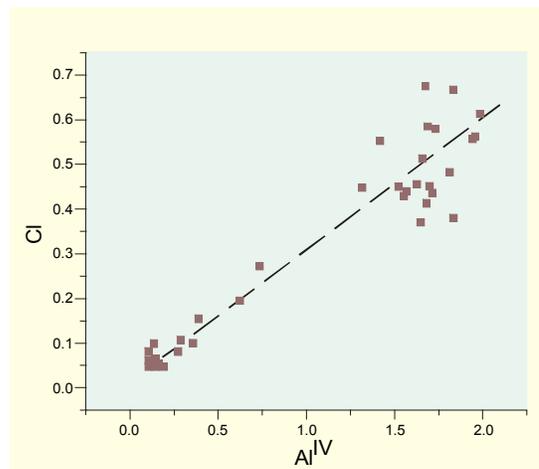
Com relação às temperaturas de formação, anfibólios cálcicos ricos em Fe e Cl são encontrados em rochas de diversos tipos e ambientes, sendo formados sob temperaturas variadas, geralmente acima dos 300°C. Há exemplos em rochas cálcio-silicáticas (Suwa *et al.* 1987), em granulitos (Kamineneni *et al.* 1982), em veios hidrotermais associados a corpos ígneos básicos (Li & Naldrett 1993), em metaexalitos e depósitos de sulfetos singenéticos pré-cambrianos (Oen & Lustenhouwer 1992; Pan *et al.* 1993) e até mesmo em rochas básicas relacionadas a sistemas hidrotermais submarinos ativos (Stakes & Vanko 1986). Anfibólios das variedades hornblenda e actinolita portadores de Cl são também encontrados em depósitos da categoria IOCG, onde fazem parte da paragênese de alteração (Baker 1998). Estes depósitos são invariavelmente gerados por fluidos altamente salinos e se formam sob temperaturas, de modo geral, dos 300 aos 500°C (Williams & Skirrow 2000; Mark *et al.* 2000).

Em Igarapé Bahia, as hastingsitas e ferroactinolitas portadoras de Cl ocorrem sempre associadas com estilpnomelano e magnetita. Esta paragênese guarda similaridade com assembléias encontradas em formações ferríferas da fácies óxido-silicato, metamorfizadas em condições de fácies xisto verde médio a anfibolito. Estas associações formam-se sob temperaturas a partir dos 350°C (Klein 1978, 1983). Anfibólios da série cummingtonita-grunerita, geralmente associados a, ou mesmo intercrescidos com, anfibólios cálcicos em formações ferríferas (Klein 1983) não foram encontrados nos furos pesquisados de Igarapé Bahia, mas sua presença no corpo adjacente Alemão é citada por Ronzê *et al.* (2000).

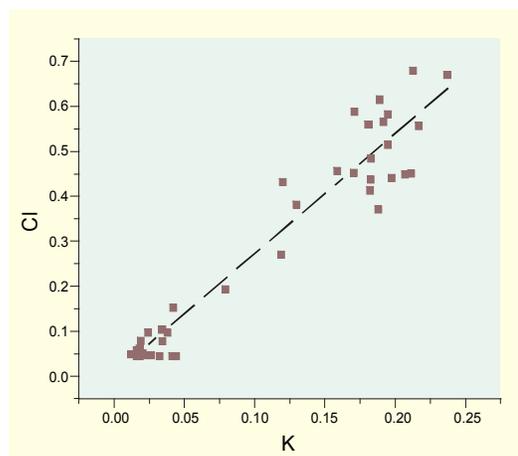
Temperaturas  $\geq 350^{\circ}\text{C}$  são mais elevadas do que aquelas admitidas para o metamorfismo do fácies xisto verde inferior (300 a 350°C) que afetou a sequência Bahia. Entretanto, as observações petrográficas mostram que os anfibólios em questão não exibem orientação, deformações ou recristalização, notando-se apenas localmente uma substituição por calcita junto a pequenos veios. Este fato pode tanto sugerir que os anfibólios formaram-se depois do metamorfismo como antes dele, e, no último caso, representariam minerais de temperatura um pouco mais alta ainda preservados em meio a assembléias de temperaturas mais baixas. Esta característica foi verificada algumas vezes com minerais de zonas de alteração hidrotermal associados a depósitos exalativos de *greenstone belts* da região do Abitibi, no Canadá (Jolly 1978; Barrett & MacLean 1994), os quais, mesmo formados antes do metamorfismo e sob temperaturas algo mais elevadas, permaneceram íntegros e estáveis em meio às rochas circundantes do fácies xisto verde.



**Figura 4.23** – Diagrama Cl *versus*  $Fe_t / (Fe_t + Mg)$  dos anfibólios de Igarapé Bahia.



**Figura 4.24** – Diagrama Cl *versus*  $Al^{IV}$  dos anfibólios de Ig. Bahia.



**Figura 4.25** – Diagrama Cl *versus* K dos anfibólios de Igarapé Bahia.



## Cloritas

A clorita é o principal mineral hidrotermal em Igarapé Bahia e está presente tanto nas encaixantes vulcânicas e sedimentares como dentro do nível de rochas fragmentárias mineralizadas. Como as cloritas de Igarapé Bahia já foram bastante estudadas em trabalhos anteriores, selecionou-se para análises apenas cloritas presentes no ponto 237,00 m do furo BAH F 332, que intercepta o corpo Acampamento Norte. Este furo é adjacente ao corpo mineralizado Alemão e dista cerca de 250m do furo BAH F 353, de onde provêm os anfibólios descritos acima (ver Fig. 3.1). A rocha mineralizada no corpo Acampamento Norte contém fragmentos de *BIF* a quartzo-magnetita imersos em matriz fina e localmente foliada, composta por abundante siderita, magnetita, calcopirita estirada e clorita. O quartzo ocorre em quantidade variável, enquanto que a apatita e a limonita são componentes mais raros. As cloritas investigadas caracterizam-se pela granulação fina, coloração verde intensa, birrefringência relativamente elevada (até 0,014), caráter B(-) e pleocroísmo de verde forte a verde amarelado, e mostram substituição por siderita nas bordas (Foto 4.28).

Análises químicas das cloritas da amostra BAH F 332 / 237,00, feitas através de microsonda eletrônica, são mostrados na Tabela 4.11 (ver Anexo II). As composições destes minerais destacam-se pelos valores extremamente elevados em FeO (de 42,6 a 45,4% em peso) e baixos de MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. A fórmula estrutural, calculada na base de 28 oxigênios, resultou na presença de pequena quantidade de Fe<sup>+3</sup>, obtida por balanço de carga. As razões Fe<sub>total</sub> / (Fe<sub>total</sub> + Mg) apresentam um valor médio de 0,88, algo superior à razão Fe<sub>total</sub> / (Fe<sub>total</sub> + Mg) média dos anfibólios, que é de 0,84. O conteúdo de Cl das cloritas é significativo, variando de 0,64 a 0,92% em peso, com um teor médio de 0,80%.

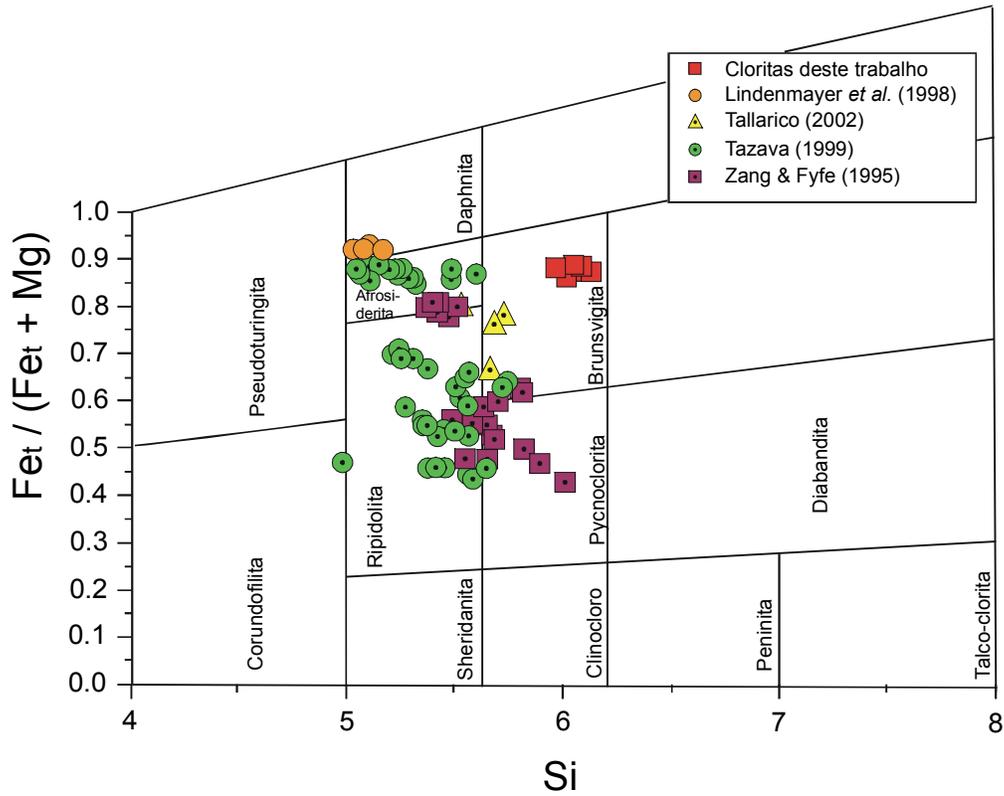
As cloritas analisadas foram plotadas no diagrama de classificação de Hey (1954) (Fig. 4.26), juntamente com cloritas de Igarapé Bahia cujas análises se encontram disponíveis na literatura (*e.g.* Zang & Fyfe 1995; Lindenmayer *et al.* 1998; Tazava 1999; Tallarico 2002). Observa-se no diagrama mencionado que as cloritas aqui estudadas caem no campo das brunsvigitas e fazem parte de um conjunto de cloritas bastante ferríferas, com razões Fe / (Fe + Mg) ≥ 0,65, que se distribui principalmente pelos campos das brunsvigitas e afrosideritas. Estas cloritas são típicas da zona de minério de Igarapé Bahia. As cloritas de fora da zona mineralizada possuem razões Fe / (Fe + Mg) < 0,65 e se distribuem pelos campos das ripidolitas e picno-

cloritas, sendo na maioria associadas a rochas metabásicas adjacentes e mais afastadas da zona de minério. Segundo a classificação de Bailey (1980), as cloritas aqui estudadas são chamositas, dada a predominância do  $\text{Fe}^{+2}$  como cátion divalente octaédrico. Segundo o mesmo autor, as chamositas possuem como termo extremo a fórmula  $(\text{Fe}_5^{2+}\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ .

Como a composição das cloritas geralmente depende da composição das rochas nas quais elas ocorrem (Laird 1988), foi construído o diagrama que relaciona as razões  $\text{Al} / (\text{Al} + \text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$  versus  $\text{Fe}_{\text{total}} / (\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$  (Fig. 4.27), onde foram plotadas as diversas cloritas de Igarapé Bahia analisadas neste trabalho e em outros anteriores (Zang & Fyfe 1995; Tazava 1999; Tallarico 2002). Como se observa no diagrama, a distribuição dos dados em termos da relação  $\text{Fe}_{\text{total}} / (\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$  é bastante ampla, com as cloritas mais ricas em Fe, entre as quais se incluem aquelas analisadas nesta pesquisa, concentradas na metade direita do diagrama. Esta área coincide aproximadamente com o campo das cloritas de formações ferríferas, como demonstram os dados relativos às chamositas de formações ferríferas estudadas por Klein & Fink (1976), Floran & Papike (1978) e Lindenmayer *et al.* (1998), igualmente plotados neste diagrama. A outra parte dos dados apresentados na Figura 4.27 relaciona-se às cloritas associadas às rochas metabásicas e metapelíticas de Igarapé Bahia, cujas composições são mais magnesianas.

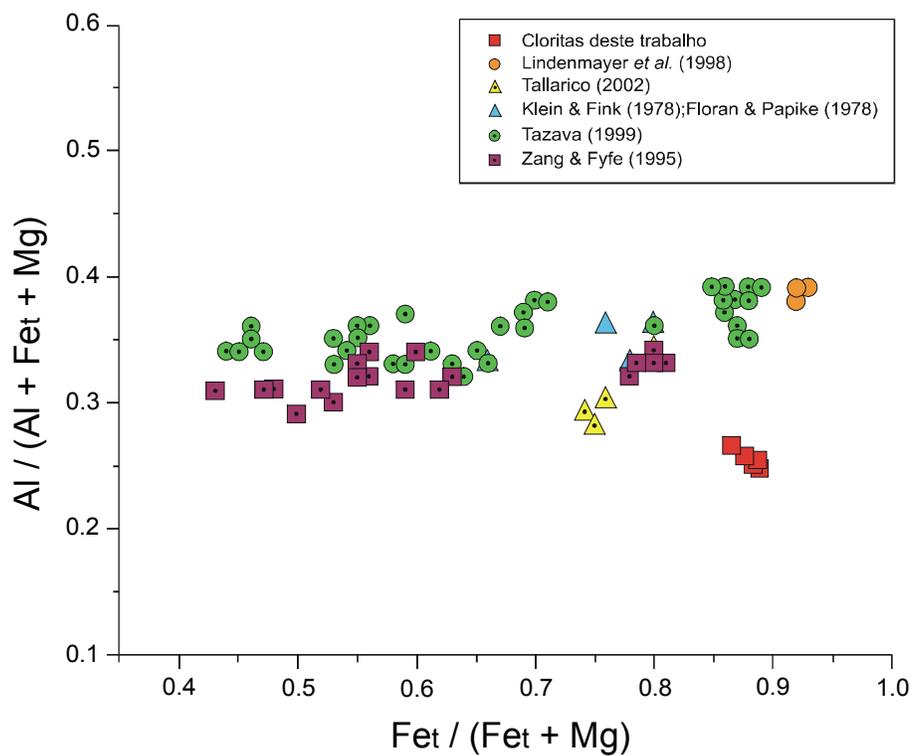
Os teores de Cl das cloritas estudadas aqui (até 0,90% em peso e média de 0,80%) são bem mais elevados do que os obtidos por Zang & Fyfe (1995) para cloritas do corpo Acampamento Sul (até 0,16% em peso) e para as cloritas das rochas encaixantes do depósito (de 0 até 0,12% em peso). Isto transparece bem no diagrama  $\text{Cl} / x\text{Fe}$  mostrado na Figura 4.28 e uma correlação positiva entre Cl e a razão  $\text{Fe}_{\text{total}} / (\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$  nas cloritas aqui estudadas e naquelas analisadas por Zang & Fyfe (1995) pode ser observada, embora exista uma lacuna entre os dois conjuntos de dados. Esta variação indica que o Cl é incorporado de preferência pelas cloritas mais ferríferas, como também ocorre com os anfibólios de Igarapé Bahia e com anfibólios e biotitas de outras localidades (*e.g.* Oen & Lustenhouwer 1992; Li & Naldrett 1993; Jiang *et al.* 2000).

Quanto às temperaturas de formação, as chamositas são estáveis através de um amplo intervalo de temperaturas, sendo que em formações ferríferas elas persistem do grau metamórfico baixo, onde são mais comuns, até condições de fácies anfibolito alto (Laird 1988). Como tentativa para estimar a temperatura de formação das cloritas analisadas neste trabalho, foram feitos diversos cálculos geotermométricos, utilizando as fórmulas de Kranidiotis & MacLean

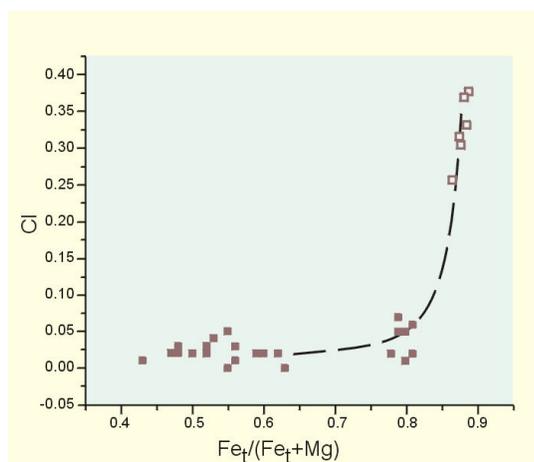


**Figura 4.26** – Composição das cloritas de Igarapé Bahia plotadas no diagrama  $x_{Fe}$  versus Si de classificação de Hey (1954).





**Figura 4.27** – Diagrama  $x_{Fe}$  versus  $x_{Al}$  das cloritas de Igarapé Bahia.



**Figura 4.28** – Diagrama  $Cl$  versus  $Fe_t / (Fe_t + Mg)$  das cloritas de Igarapé Bahia. Símbolos vazios = cloritas deste trabalho; símbolos cheios = cloritas estudadas por Zang & Fyfe (1995).



(1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995), cujos resultados foram adicionados à Tabela 4.11. Pelo que se observa, as temperaturas obtidas variam bastante, de 166 a 299°C, e esta variação ocorre mais ou menos de acordo com a fórmula utilizada. Foi também verificado que as temperaturas obtidas são de modo geral baixas, considerando-se que, em rochas adjacentes, a presença de anfibólios das variedades ferroactinolita e hastingsita indicam temperaturas mínimas de 350°C para os fluidos que circularam por esta parte do depósito.

Os dados sugerem, portanto, que o princípio da geotermometria das cloritas, em que o Al<sup>IV</sup> e o Fe<sup>VI</sup> se correlacionam positivamente com a temperatura, não pode ser aplicado estritamente aos minerais aqui analisados. Almada (1998), utilizando as análises de cloritas de Igarapé Bahia feitas por Zang & Fyfe (1995), também discute, com bastante propriedade, este aspecto, alegando que o motivo da inadequação das cloritas mencionadas à geotermometria estaria no seu alto conteúdo de Fe. Na verdade, cloritas como as aqui estudadas mostram composições pouco usuais e seu alto teor de Fe e os baixos valores de Al e Mg não necessariamente dependem de uma temperatura específica, mas talvez reflitam fortemente a composição do fluido a partir do qual elas cristalizaram. Além de formações ferríferas, cloritas com teores muito elevados de Fe semelhantes às de Igarapé Bahia são também encontradas em depósitos minerais associados a diversos tipos de veios, incluindo os epitermais (Shikazono & Kawahata 1987), e em zonas de descarga de sistemas hidrotermais submarinos (Delaney *et al.* 1987; Seyfried *et al.* 1999).

#### **4.4.3 - Conclusões sobre os minerais portadores de cloro**

Considerando-se que os minerais portadores de Cl de Igarapé Bahia, como anfibólios, cloritas e a ferropirosmalita identificada por Tazava *et al.* (1999), estão contidos nas rochas mineralizadas do depósito, admite-se que suas composições e temperaturas de formação possam revelar algumas das características dos fluidos mineralizantes.

A primeira destas características é a salinidade dos fluidos que coexistiram com os minerais clorados. Experimentos feitos por Volfinger *et al.* (1985) demonstraram que o Cl é um elemento altamente solúvel em soluções aquosas, sendo que, para fixá-lo a certos minerais, é necessária a coexistência destes minerais com soluções salinas concentradas. Aplicando os resultados experimentais a minerais naturais, os autores mencionados concluíram que biotitas

naturais com teores iguais ou superiores a 1000 ppm de Cl (ou seja,  $\geq 0,001\%$ ) teriam cristalizado em equilíbrio com fases fluidas com conteúdo de Cl de no mínimo 3 M (ou seja,  $\geq 10\%$  de NaCl). Em Igarapé Bahia, o estudo de inclusões fluidas feito na cavidade de quartzo situada na rocha mineralizada (ver item 4.3.5), a pouca distância dos locais de ocorrência dos anfibólios e chamositas aqui estudados, revelou que os fluidos foram, de fato, suficientemente concentrados (com até 45% p. eq. NaCl + CaCl<sub>2</sub>) para emprestar Cl aos minerais coexistentes.

Outra característica que pode ser estabelecida é a temperatura dos fluidos mineralizantes. Conforme visto acima, as temperaturas de estabilidade dos anfibólios e chamositas de Igarapé Bahia foram estimadas em  $\geq 350^{\circ}\text{C}$ . Segundo trabalhos experimentais desenvolvidos por Seyfried *et al.* (1986), temperaturas da ordem de 350 a  $400^{\circ}\text{C}$  promovem um enriquecimento em Cl nos fluidos hidrotermais, sendo isto coerente com a alta salinidade medida nos fluidos que coexistiram como os minerais clorados e com a mineralização em Igarapé Bahia. Temperaturas de 350 a  $400^{\circ}\text{C}$  são compatíveis com as temperaturas de sistemas hidrotermais que originaram boa parte dos depósitos da categoria Óxidos de Fe-Cu-Au (Williams & Skirrow 2000), como também as de certos depósitos vulcanogênicos (VMS) ricos em cobre (Large 1992). Temperaturas  $\geq 350^{\circ}\text{C}$  foram igualmente medidas em algumas fontes hidrotermais (*black smokers*) atualmente ativas no fundo do mar (Von Damm 1990).

Uma terceira característica é a presença de Fe nos fluidos mineralizantes, que pôde ser confirmada a partir dos altos teores de Fe e correlações positivas Cl / Fe verificados nas análises dos anfibólios e cloritas, e também através da alta concentração de minerais ferríferos nas rochas mineralizadas. Segundo Seyfried *et al.* (1999), quanto mais quentes e mais salinos os fluidos, maior a sua capacidade de extrair e carregar metais, particularmente o Fe. A presença de Fe foi também confirmada no estudo de fluidos e cristais de saturação contidos nas inclusões da cavidade de quartzo encontrada na rocha mineralizada (ver item 4.3.5).

Com relação à composição química e associação paragenética, os anfibólios e cloritas aqui analisados guardam forte semelhança com anfibólios e cloritas encontrados em formações ferríferas de fácies óxido-silicato.

A composição das cloritas aponta, por sua vez, para uma proximidade com a antiga zona de descarga dos fluidos mineralizantes de Igarapé Bahia. Esta sugestão baseia-se na elevada razão  $\text{Fe}_t / (\text{Fe}_t + \text{Mg})$  mostrada pelas chamositas, indicativa, segundo vários autores (Shikazono & Kawahata 1987; Saccocia *et al.* 1994; Seyfried *et al.* 1999), de cristalização a partir de um *vent*

*fluid*. Este mesmo conceito foi utilizado por Zang & Fyfe (1995) em seu estudo sobre as cloritas de Igarapé Bahia para sugerir que a zona de descarga dos paleofluidos daquele depósito estaria no corpo Acampamento Sul. Entretanto, as chamositas aqui estudadas são procedentes da parte norte do depósito e mostram razões  $x_{Fe}$  (e teores de Cl) ainda mais elevadas do que as das cloritas coletadas por Zang & Fyfe (1995), permitindo inferir que o sítio de descarga dos fluidos ferríferos e salinos de Igarapé Bahia estaria, na verdade, mais a norte, coincidindo talvez com o local de ocorrência do corpo Alemão.

#### 4.5 – Fluidos e minerais com cloro em outros depósitos de Carajás

Fluidos salinos e minerais portadores de cloro semelhantes aos de Igarapé Bahia ocorrem também em outros depósitos de Cu-Au de Carajás. No depósito de Cu (Au-Ag-Mo) de Salobo, igualmente hospedado em rochas da sequência Itacaiúnas (ver localização na Fig. 2.2), o estudo feito por Réquia (1995) revelou a coexistência de fluidos carbônicos e aquosos relacionados à mineralização. Os fluidos carbônicos são restritos e contêm  $< 10$  mol %  $CH_4$ . Os fluidos aquosos são abundantes e foram atribuídos a sistemas  $NaCl + MgCl_2 \pm FeCl_2 \pm CaCl_2$ , mostrando salinidades de até 58% NaCl. Dentre as análises efetuadas em minerais de Salobo por Guimarães (1987), o Cl aparece de modo importante em biotitas (até 2%) e em anfibólios das variedades hornblenda e ferrohastingsita (até 1,9% em peso de Cl). Estes minerais ocorrem nas formações ferríferas que hospedam o depósito. Anfibólios da série cummingtonita-grunerita, associados aos anfibólios cálcicos, mostram teores de Cl insignificantes. A pirosmalita, mineral geralmente rico em Cl, foi também identificada por Guimarães (1987), não tendo sido entretanto analisada.

No depósito de Pojuca Corpo Quatro (ver Fig. 2.2), também situado em rochas do Supergrupo Itacaiúnas, Winter (1994) mostrou que os fluidos responsáveis pela principal fase de mineralização a Cu-Zn daquela jazida eram aquosos, com salinidade variável (4-34% p. eq. NaCl), pertencentes a sistemas  $NaCl-CaCl_2 \pm KCl$  e aparentemente coexistentes com fluidos aquo-carbônicos portadores de  $CH_4$ . Winter (1994) analisou também hornblendas ferríferas, com até 2% em peso de Cl, da principal unidade mineralizada, representada por um pacote de rochas bandadas considerado como uma formação ferrífera de fácies silicato.

No depósito de Cu-Au de Gameleira, adjacente a Pojuca, Lindenmayer *et al.* (2001a) efetuaram análises de inclusões em veios mineralizados, constatando a presença de fluidos

aquosos, com salinidade de até 46% p. eq. NaCl. Lindenmayer *et al.* (2001a) citam também ocorrência de anfibólios e biotitas com 1 - 2% de Cl naquele depósito.

No depósito de Cristalino, situado na região da Serra do Rabo, no sudeste da Província Carajás, são conhecidas ocorrências de escapolita em rochas metavulcânicas e metadioritos associados a mineralizações de Cu (Huhn *et al.* 1999b). A escapolita é geralmente um mineral indicador de fluidos salinos e pode incorporar teores altos de Cl (Oen & Lustenhouwer 1992).

Fluidos bastante salinos também ocorrem em jazidas hospedadas em rochas metassedimentares da Formação Águas Claras. Nos veios mineralizados a Cu-Au do depósito de Águas Claras, Silva & Villas (1998) verificaram inclusões aquosas com até 45% p. eq. NaCl de salinidade, pertencentes provavelmente a sistemas do tipo NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Já no depósito de Cu-Au (Mo-W-Bi) de Breves, associado ao granito homônimo, de 1,88 Ga de idade, inclusões no granito e em veios na sua encaixante (Xavier 2003) mostraram fluidos ricos em CO<sub>2</sub> contemporâneos com fluidos aquosos bastante salinos (>35% eq. NaCl), portadores de cloretos de Ca, Na, Mg, K e Fe. Estes fluidos mostraram evolução para tipos tardios de menor salinidade, provavelmente por mistura com águas meteóricas. Análises mineralógicas detectaram cloro em biotitas de alguns veios mineralizados deste depósito (A. Dreher, dados inéditos).

#### **4.6 – Origem da salinidade**

Os estudos até aqui desenvolvidos demonstraram que os episódios de atividade hidrotermal mineralizante que afetaram Igarapé Bahia, a saber, a mineralização das rochas fragmentárias e o preenchimento dos veios mais tardios, envolveram, nos dois casos, fluidos inicialmente muito salinos, que alcançaram valores iguais ou superiores aos 45 % p. eq. NaCl+CaCl<sub>2</sub>. Estas salinidades correspondem a mais de 14 vezes a salinidade da água do mar (~3,2% em peso de NaCl).

Fluidos assim salinos são geralmente encontrados em depósitos relacionados a granitos, como escarnitos e jazidas do tipo Cu-Au pórfiro (Roedder 1984), como também em depósitos da classe IOCG, nos quais as salinidades altas (em geral > 30% eq. NaCl) são da mesma forma quase sempre atribuídas a uma fonte magmática (Pollard 2000).

No caso de depósitos de sulfetos exalativos, de veios hospedados em rochas situadas junto às cadeias meso-oceânicas e de fontes hidrotermais ativas, as salinidades dos fluidos são muito variáveis (Scott 1997) e de modo geral bem mais baixas do que aquelas encontradas nos

depósitos acima referidos. Entretanto, existem exceções importantes como, por exemplo, os depósitos de sulfetos arqueanos da região de Quebec, no Canadá, onde salinidades de até 38% e 46% NaCl foram medidas em inclusões das jazidas VMS de Cu-Zn de Mattagami Lake (Costa *et al.* 1983; 1984) e de Millenbach (Kheang 1984), respectivamente. Salinidades altas são também mencionadas no depósito Sedex proterozóico a Pb-Zn-Ag de Sullivan (até 45% NaCl, conforme Leitch & Lydon 2000) e no depósito triássico a Cu-Co-Au do tipo Besshi de Windy Craggy (até 17% NaCl, segundo Peter & Scott 1999), ambos também situados no Canadá. Em veios que cortam metagabros do Mathematician Ridge, no oceano Pacífico, as salinidades em inclusões fluidas acusaram valores de <10% até >60% NaCl (Stakes & Vanko 1986). E, no caso de fontes hidrotermais ativas, os exemplos mais notáveis são os *vents* de Salton Sea, na Califórnia, e Atlantis II Deep, no Mar Vermelho, que emitem fluidos que alcançam os 25 - 27% de salinidade (Scott 1997; McKibben & Hardie 1997).

As explicações para estas altas salinidades são variadas. Em sistemas como os de Salton Sea e do Mar Vermelho, a contribuição de evaporitos está devidamente comprovada e envolve a participação direta de salmouras resultantes de evaporação, ou de fluidos hidrotermais que se tornaram salinos porque percolaram e dissolveram antigos evaporitos (McKibben & Hardie 1997). Entretanto, em *vents* de cadeias meso-oceânicas, a relação com evaporitos deve ser descartada e a possibilidade mais cogitada envolve processos de separação de fases ou ebulição da própria água do mar (Stakes & Vanko 1986). Nos depósitos de sulfetos antigos, também não existem evidências diretas da presença de evaporitos, embora sua influência seja fortemente sugerida no caso de Sullivan, com base na ocorrência de minerais portadores de cloro, como biotitas e escapolitas, e na provável existência de camadas evaporíticas situadas em profundidade (Jiang *et al.* 2000). Para as demais jazidas, geralmente é colocada a hipótese de uma contribuição de fluidos de origem magmática aos sistemas convectivos e *brine pools* formados no fundo do mar para explicar as salinidades (*e.g.* Costa *et al.* 1984; Kheang 1984; Peter & Scott 1999) e, em alguns casos, também para justificar a presença de certos metais associados aos depósitos.

As possibilidades expostas acima podem ser examinadas para Igarapé Bahia. Sabe-se que processos de separação de fases são capazes de produzir fluidos muito salinos (Shepherd *et al.* 1985), mas exames feitos nas diferentes amostras de Igarapé Bahia não mostraram quaisquer evidências de inclusões fluidas aquosas, coexistentes e com grau de preenchimento variável, indicativas de processos de ebulição. Fluidos hipersalinos podem ser também gerados em

sistemas do tipo Cu-pórfiro por condensação de fluidos magmáticos supercríticos, produzindo uma fase líquida aquosa com alta concentração de solutos (Roedder 1984). Um processo similar, porém envolvendo imiscibilidade e produção de um fluido contendo CO<sub>2</sub> coexistente com um fluido aquoso hipersalino e rico em Fe e Cu, é, por sua vez, invocado por Pollard (2000) para explicar a origem dos fluidos mineralizantes dos depósitos IOCG. Na Província Mineral de Carajás ocorrem abundantes granitos, colocados em pelo menos três épocas geológicas distintas (2,7 Ga, 2,5 Ga e 1,88 Ga), alguns dos quais comprovadamente geraram depósitos de Cu-Au nas suas encaixantes, como no caso do granito proterozóico Breves (Nunes *et al.* 2001; Xavier *et al.* 2003). Assim, mesmo sem evidências da presença de granitos em profundidade ou nas vizinhanças mais próximas, a origem magmática deve ser cogitada em Igarapé Bahia, podendo justificar a elevada salinidade - e também a presença do CO<sub>2</sub> e certos elementos químicos – nos fluidos associados à mineralização a Cu-Au das rochas fragmentárias e dos veios mais tardios.

Entretanto, o litoclasto de *BIF* brechado englobado na unidade fragmentária representa uma rocha formada num evento hidrotermal mais antigo do que o da mineralização das rochas fragmentárias e dos veios, a partir de fluidos que aparentemente não depositaram sulfetos, mas que foram igualmente muito salinos e quentes. Este evento ocorreu, ao que tudo indica, durante o mesmo intervalo de tempo em que as *BIFs* de fácies óxido de Igarapé Bahia e vizinhanças estavam sendo depositadas, as quais também constituem clastos dentro da unidade mineralizada. Assim, ao invés de relacionado a um evento magmático, o litoclasto pode ter sua origem ligada aos mesmos fluidos exalativos que formaram as *BIFs* da região. Formações ferríferas originadas de soluções altamente salinas (e temperaturas elevadas, ~400°C) ocorrem, por exemplo, no Mar Vermelho, onde fluidos hidrotermais carregados de solutos lixiviados de evaporitos dão origem a *brine pools* onde precipitam sedimentos ferríferos finamente bandados (Spry *et al.* 2000).

Portanto, a salinidade em Igarapé Bahia poderia ter, além da possibilidade magmática, uma origem alternativa, não magmática, relacionada à dissolução de primitivos estratos evaporíticos. Entretanto, evaporitos são rochas de difícil reconhecimento, particularmente em terrenos muito antigos, e não foram até hoje descobertas em Carajás. Sua presença, no entanto, foi constatada em outras sequências arqueanas, como no Pilbara Block, do oeste da Austrália (Lambert *et al.* 1978) e em Barberton, na África do Sul (de Ronde *et al.* 1997). Em Carajás, o ambiente distensional de *rift* ensiálico em que as rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas foram depositadas pode ter sido favorável à deposição de evaporitos em sua fase

precoce de desenvolvimento. A possibilidade da existência de antigos evaporitos em Carajás deve, portanto, ser examinada, considerando-se sobretudo a persistência através do tempo de fluidos de salinidades elevadas e composições semelhantes. Fluidos hidrotermais, tanto associados a sistemas convectivos submarinos como a intrusões, poderiam em ambos os casos dissolver camadas evaporíticas na sua passagem até os locais de deposição, adquirindo assim uma salinidade elevada e uma maior capacidade de carregar metais.

A idéia de que depósitos do tipo IOCG possam ter sua salinidade proveniente de fluidos não-magmáticos, como, por exemplo, evaporitos ao invés de granitos, tem tido diversos adeptos (e.g. Barton & Johnson 1996; Yardley *et al.* 2000). Esta possibilidade tem sido também cogitada até mesmo para importantes províncias magmáticas portadoras de conhecidos depósitos de Cu-Au, como, por exemplo, a região que abrange o norte da Suécia e Finlândia (Frietsch *et al.* 1997; Wanhainen *et al.* 2003) ou o distrito de Cloncurry, na Austrália (Barton & Johnson 2000; Xu 2000). Para autores como Barton & Johnson (1996), os granitos funcionariam principalmente como fontes de calor para promover a circulação dos fluidos e gerar as altas temperaturas.

#### **4.7 – Importância da salinidade e implicações**

Fluidos salinos, independente de sua origem, têm um grande potencial para formar depósitos minerais devido à sua capacidade de transportar metais em solução sob a forma de cloro-complexos. O teor de Cl nos fluidos é importante, pois geralmente controla a concentração dos metais, e, quanto maior a atividade do Cl, mais efetivos se tornam a formação de complexos e o transporte dos elementos (Yardley *et al.* 2000). Mas a temperatura dos fluidos exerce também um controle sobre a salinidade e conseqüentemente sobre os metais e suas concentrações. No caso do Fe, por exemplo, os experimentos de Ding & Seyfried (1992) mostraram que a formação de Fe-Cl-complexos é intensificada sob salinidades maiores (>0,55 molal) e temperaturas mais elevadas (350 - 425°C).

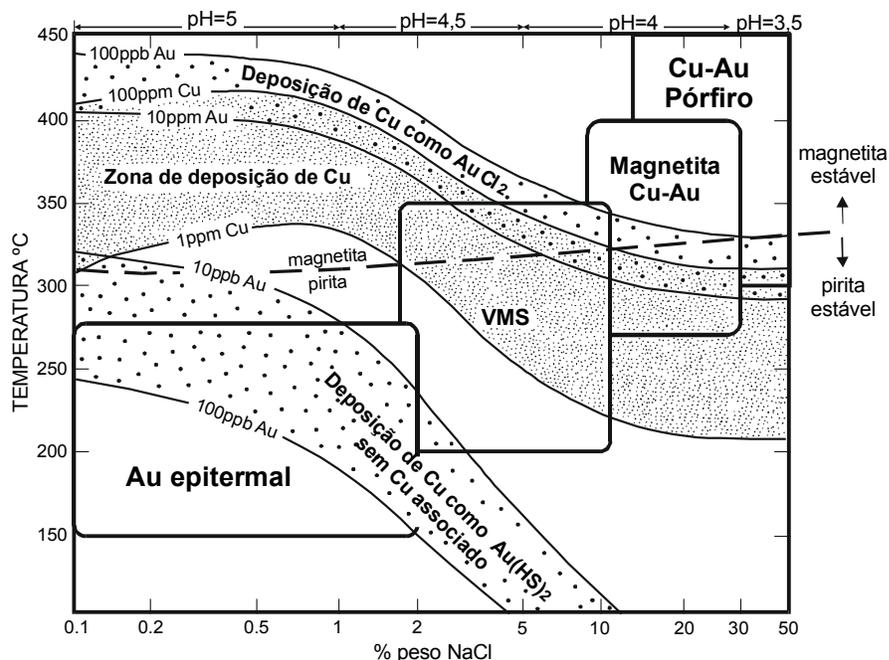
O diagrama apresentado na Figura 4.29, extraído de Davidson & Large (1994), ilustra a posição aproximada dos principais tipos de depósitos de Cu-Au, VMS e epitermais em função da salinidade e temperatura. Nos depósitos de mais alta temperatura, o Cu e Au são transportados através de complexos de Cl por fluidos de alta salinidade, oxidantes e de pH ácido. Sob temperaturas mais baixas, pH neutro e ambiente mais reduzido, o Au é transportado sob a forma

de complexos do tipo  $\text{Au}(\text{HS})_2$ . Nestas condições, devido à baixa salinidade dos fluidos, o cobre é pouco mobilizado.

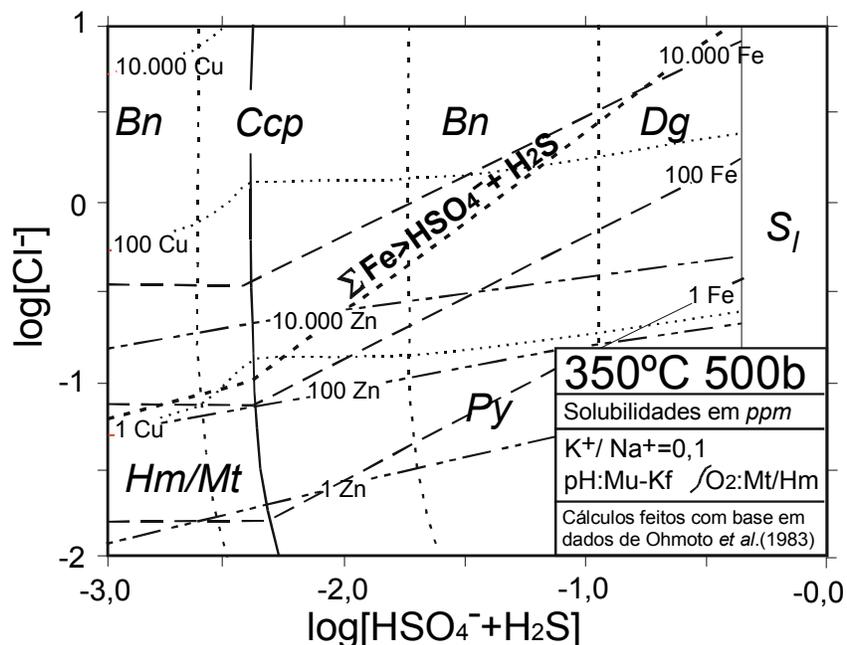
Uma salinidade alta, por sua vez, restringe bastante a presença do  $\text{H}_2\text{S}$  nos fluidos, conforme demonstrado em Seyfried *et al.* (1999). O enxofre é um elemento necessário para a precipitação de diversos metais, especialmente dos elementos calcófilos como Cu, Zn e Pb. Sem enxofre estes metais tenderiam a permanecer em solução. Na Figura 4.30, retirada de Barton & Johnson (2000), observa-se que nos fluidos com uma alta relação Cl / S, o conteúdo de metais excede o do S, como indicado pela linha  $\sum \text{Fe} > \sum \text{S}$ , e, deste modo, a precipitação de elementos calcófilos ficaria condicionada aos teores de S. Com pouco S, somente os elementos calcófilos menos solúveis (*e.g.* Cu) formariam sulfetos, o chumbo e o zinco seriam removidos do sistema, e os sulfetos de Fe seriam raros. Por outro lado, a precipitação dos elementos siderófilos e litófilos, como Fe, ETR, P, U e os álcalis, não seria afetada pela baixa atividade do S, pois estes elementos formariam óxidos, fosfatos, carbonatos e silicatos ao invés de sulfetos.

#### **4.8 – Conclusões gerais sobre os fluidos mineralizantes**

O estudo dos fluidos mineralizantes em Igarapé Bahia centrou-se na análise de amostras consideradas representativas de pelo menos três eventos de atividade hidrotermal que afetaram a área do depósito e suas proximidades. Este estudo confirmou a participação de fluidos aquosos salinos e, mais restritamente, de fluidos portadores de  $\text{CO}_2$  em Igarapé Bahia, conforme verificado em trabalhos prévios (Ribeiro, 1989; Lindenmayer *et al.* 1998; Almada & Villas, 1999). Os fluidos aquosos, entretanto, mostraram salinidades máximas ainda mais elevadas do que os 42,5 % eq. NaCl verificados nos trabalhos anteriores, tendo sido determinados teores de até 45% NaCl +  $\text{CaCl}_2$  numa cavidade de quartzo e de até 56% num litoclasto de *BIF* brechado, ambos contidos na unidade de rochas fragmentárias mineralizadas, e salinidades de até 35 - 60% nos veios mineralizados tardios que cortam a área. Todas as amostras examinadas contêm os componentes NaCl,  $\text{CaCl}_2$  e  $\text{FeCl}_2$  nos fluidos, tendo-se verificado que o  $\text{FeCl}_2$  foi provavelmente um componente importante nos fluidos de maior salinidade. Os fluidos aquo-carbônicos e carbônicos, provavelmente resultantes de imiscibilidade, foram encontrados na cavidade de quartzo e, muito localmente, em um dos veios, em ambos os casos coexistindo com os fluidos aquosos.



**Figura 4.29** – Diagrama temperatura *versus* salinidade, extraído de Davidson e Large (1994). O diagrama mostra as áreas aproximadas de diversos tipos de depósitos minerais (nos retângulos), definidas através de dados de inclusões fluidas, e as zonas de deposição de Cu e Au (em pontilhado), construídas com base em dados de solubilidade de cloro- e thio-complexos.



**Figura 4.30** – Diagrama  $\log [Cl^-]$  *versus*  $\log [HSO_4^- + H_2S]$ , extraído de Barton e Johnson (2000). A estabilidade dos sulfetos de Cu e Fe e dos óxidos e a solubilidade do Fe, Cu e Zn foram calculados considerando os conteúdos de Cl e S em fluidos a 350°C.

O litoclasto de *BIF* brechado, contido na unidade de rochas mineralizadas, registra fluidos de um evento hidrotermal não-mineralizante anterior à formação e mineralização das rochas fragmentárias de Igarapé Bahia. Estes fluidos eram aquosos, inicialmente hipersalinos e ricos em Fe e de alta temperatura (Th média de 400°C), e, com o tempo, foram gradualmente sendo misturados com fluidos mais diluídos e resfriados.

A cavidade de quartzo, também encontrada dentro da unidade mineralizada, guarda o registro dos fluidos mineralizantes, caracterizados pela coexistência de fluidos carbônicos (CO<sub>2</sub> ± CH<sub>4</sub>), aquo-carbônicos de baixa salinidade (até 6% NaCl) e aquosos de salinidade variada. Os fluidos aquosos mais salinos foram também os mais quentes a percolar a cavidade, enquanto os mais diluídos foram aprisionados sob temperaturas mais baixas. Os dados de homogeneização mostraram temperaturas (300 a 330°C) algo mais baixas do que aquelas indicadas pelas paragêneses a ferroactinolita-hastingsita (≥350°C) presentes nas rochas mineralizadas, sugerindo que a cavidade de quartzo não aprisionou os fluidos mineralizantes mais precoces. A presença de CO<sub>2</sub> em parte das inclusões desta amostra é coerente com a ocorrência de carbonatos associados à mineralização.

Os veios de quartzo, carbonato e calcopirita que atravessam a área de Igarapé Bahia representam uma fase de mineralização tardia, de baixo teor. Os fluidos retidos nestes veios são em geral aquosos, exibindo também um padrão sugestivo de mistura, com os mais salinos mostrando temperaturas mais altas (até 400°C, em média) e os mais diluídos temperaturas mais baixas. CO<sub>2</sub> puro foi encontrado localmente, em um dos veios.

Análises químicas feitas em alguns silicatos portadores de cloro encontrados na matriz das rochas fragmentárias mineralizadas serviram para complementar a avaliação sobre os fluidos mineralizantes. Os minerais analisados correspondem a anfibólios fortemente zonados, das variedades ferroactinolita-hastingsita ( $x_{Fe} \cong 0,84$ ), e cloritas ferríferas ou chamositas ( $x_{Fe} \cong 0,88$ ), sendo ambos – cloritas e anfibólios - composicionalmente semelhantes a variedades encontradas em formações ferríferas de fácies óxido-silicato. O Cl ocorre em teores de até 2,5% em peso nos anfibólios e de até 0,90% nas chamositas, sendo que sua entrada na estrutura dos minerais mencionados foi função das altas relações  $Fe_t / (Fe_t + Mg)$ , das temperaturas de formação dos mesmos (≥350°C) e da alta concentração de Cl (até 45% NaCl + CaCl<sub>2</sub>) dos fluidos hidrotermais que coexistiram com aqueles minerais. Estes dados confirmam que os fluidos mineralizantes possuíam, ao menos inicialmente, salinidade, temperatura e teor de Fe elevados.

Fluidos salinos e minerais portadores de Cl semelhantes aos de Igarapé Bahia ocorrem também em outros depósitos de Cu-Au de Carajás, como Salobo, Pojuca Corpo Quatro, Gameleira, Águas Claras e Breves. A origem da salinidade alta na região tem sido em geral relacionada a fluidos derivados de granitos (*e.g.* Lindenmayer *et al.* 1998; Lindenmayer & Teixeira 1999) e parece óbvia ao menos no caso do depósito Breves, que tem uma ligação espacial clara com o granito proterozóico homônimo (Xavier *et al.* 2003). Em Igarapé Bahia e em outros depósitos a relação com granitos tardi-arqueanos é concebível, embora menos evidente. Entretanto, fluidos salinos também estão associados a eventos hidrotermais não mineralizantes como os que cimentaram os fragmentos de *BIF* do litoclasto, sugerindo-se aqui que eles possam também estar associados à origem de algumas das *BIFs* de fácies óxido da região. Uma possibilidade é a de que estes fluidos representem soluções salinas e quentes (400°C) similares àquelas que Spry *et al.* (2000) definem como formadoras das *BIFs* no Mar Vermelho, cuja salinidade provém da lixiviação de evaporitos. Assim, para explicar a salinidade alta dos fluidos hidrotermais em Carajás, coloca-se, além da possibilidade magmática, uma origem alternativa, não-magmática, relacionada à dissolução de evaporitos gerados numa fase precoce de desenvolvimento do *rift* ensialico no qual se depositaram as rochas do Supergrupo Itacaiúnas.

Fluidos salinos têm um grande potencial para gerar depósitos minerais devido à capacidade de transportar metais na forma de cloro-complexos. Quanto mais salinos e quentes, maior sua capacidade de mobilizar elementos como Fe, Cu e Au. A salinidade alta, por sua vez, restringe a presença do S, permitindo a precipitação abundante de óxidos de Fe e a deposição mais restrita de sulfetos.



## CAPÍTULO 5

### ESTUDO DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE C, S e O

#### 5.1 - Introdução

O levantamento de dados de isótopos estáveis leves é considerado parte integrante de investigações sobre depósitos minerais, contribuindo para o entendimento de sua gênese. Os estudos isotópicos desenvolvidos neste trabalho foram todos conduzidos em minerais separados da unidade de rochas fragmentárias mineralizadas e dos veios mais tardios. Os dados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de carbonatos e os de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  em sulfetos foram utilizados principalmente para identificação das fontes do C e do S. Os resultados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  obtidos em magnetita, quartzo e carbonatos serviram, por sua vez, para estabelecer as temperaturas de deposição ou de equilíbrio, as composições dos fluidos mineralizantes e as possíveis fontes destes fluidos, através do uso de equações conhecidas de fracionamento aplicadas a pares de minerais.

#### 5.2 - Estudos anteriores de isótopos estáveis feitos em Igarapé Bahia

O primeiro estudo utilizando isótopos estáveis em Igarapé Bahia foi realizado por Tazava (1999) e abrangeu análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonatos que ocorrem em veios e disseminados em rochas metavulcânicas e nas brechas mineralizadas. Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  obtidos (-9,3 a -5,8‰) foram atribuídos a fluidos ricos em  $\text{CO}_2$  magmático e os de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (0,7 a 9,4‰) indicaram uma mistura de soluções magmáticas e fluidos meteóricos (Tazava 1999; Tazava & Oliveira 2000). Análises efetuadas posteriormente por Villas *et al.* (2001) em sideritas das rochas mineralizadas de Igarapé Bahia forneceram resultados semelhantes aos de Tazava (1999) ( $\delta^{13}\text{C}$  de -11,0 a -7,3‰ e  $\delta^{18}\text{O}$  de 2,9 a 14,9‰), tendo sido igualmente interpretados como indicativos de uma interação de fluidos magmáticos com águas meteóricas. Já o estudo isotópico preliminar de carbonatos desenvolvido por Xavier & Dreher (2001) concluiu pela participação de carbono de origem orgânica, além de carbono de fonte profunda, possivelmente magmático, na formação

dos carbonatos das rochas fragmentárias e veios de Igarapé Bahia. Parte dos resultados e da interpretação oriunda deste estudo aparecem reproduzidos no item 5.3.1 abaixo.

Isótopos de enxofre em sulfetos que ocorrem nos diferentes corpos de minério de Igarapé Bahia foram analisados pela primeira vez por Villas *et al.* (2001) e Villas & Galarza (2001), com resultados cobrindo o intervalo de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  de -2,1 a + 4,6‰ e na maioria concentrados entre 0 e +3‰. Segundo os autores mencionados, estes resultados seriam coerentes com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfetos vulcanogênicos de idade arqueana.

### **5.3 – Estudos de isótopos estáveis feitos neste trabalho**

#### **5.3.1 - Isótopos de C e O em carbonatos**

O carbonato é um constituinte importante da unidade de rochas mineralizadas de Igarapé Bahia, onde ocorre na matriz das rochas fragmentárias, associado principalmente com calcopirita, magnetita e clorita. O carbonato também é encontrado em associação com quartzo e calcopirita em veios que atravessam as rochas mineralizadas, suas encaixantes vulcânicas e sedimentares e até mesmo alguns diques básicos que cortam a área do depósito. Dada a relação direta dos carbonatos com a mineralização nas rochas fragmentárias e nos veios mais tardios, uma série de amostras destes minerais foi submetida a análises isotópicas.

#### **Seleção de amostras**

Ao todo 25 amostras de Igarapé Bahia foram selecionadas para as análises isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonatos, sendo treze da matriz das rochas fragmentárias mineralizadas e doze de carbonatos de veios.

O carbonato presente nas rochas fragmentárias é geralmente fino e ocorre disseminado pela matriz (Fotos 5.1, 5.2), chegando em alguns casos a invadir e substituir quase que totalmente os clastos contidos naquelas rochas (Foto 5.3). As amostras escolhidas para as análises possuíam uma alta concentração de carbonatos (entre 40 e 90%) misturados a outras fases minerais como clorita, sulfetos, magnetita, limonita, quartzo e turmalina, principalmente. Análises feitas por

difratometria de raios X indicaram a presença dominante de siderita nestas rochas, sendo a ankerita e a calcita mais raras.

Os carbonatos que ocorrem nos veios de Igarapé Bahia são de granulação grossa (Fotos 5.4, 4.16 e 4.17) e representados principalmente pela calcita, sendo mais raras a ankerita, a siderita e a dolomita. As amostras submetidas às análises foram todas de carbonatos praticamente puros, selecionados manualmente sob lupa binocular.

## **Resultados isotópicos**

Os resultados das análises de isótopos de C e O processadas em carbonatos das rochas fragmentárias mineralizadas e de veios são mostrados na Tabela 5.1, juntamente com os tipos de carbonatos identificados por difratometria de raios X em cada uma das amostras. Os resultados são apresentados em valores de PDB (‰) para o carbono e SMOW (‰) para o oxigênio.

Os valores referentes aos carbonatos das rochas fragmentárias, plotados no diagrama da Figura 5.1a, mostram que a siderita se diferencia dos demais carbonatos, exibindo valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-13,4\text{‰}$  e  $-8,3\text{‰}$ , acompanhados por uma variação ampla nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+9,3\text{‰}$  a  $+20,7\text{‰}$ . Já a calcita e a ankerita, que são mais raras nas rochas mencionadas, exibem valores consistentemente mais ricos em  $\delta^{13}\text{C}$  e mais empobrecidos em  $\delta^{18}\text{O}$  do que os da siderita, com resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  situados entre  $-8,7\text{‰}$  e  $-6,7\text{‰}$  e de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $+4,7\text{‰}$  a  $+8,9\text{‰}$ .

No caso dos carbonatos de veios (Fig. 5.1b), os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos para a calcita e carbonatos mais raros, como ankerita, siderita e dolomita, caem no intervalo entre  $-15,6\text{‰}$  e  $-6,7\text{‰}$ , sendo que os resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos destes veios variam também amplamente, de  $+1,2\text{‰}$  a  $+14,1\text{‰}$ .

## **Interpretação dos resultados**

Quando comparados entre si, os dados das Figuras 5.1a e 5.1b mostram certa superposição de resultados, particularmente no caso das calcitas e ankeritas, sugerindo que parte dos carbonatos das rochas fragmentárias e dos veios possam ter fontes semelhantes.

Na Figura 5.2 aparecem plotados os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de todos os carbonatos (das rochas fragmentárias e dos veios) investigados neste trabalho, juntamente com os dados

**Fotos 5.1 a 5.4** – Ocorrências de carbonatos, sulfetos e quartzo em Igarapé Bahia.

**5.1** – Carbonato (ankerita e calcita) disseminado na matriz de rocha fragmentária mineralizada.

**5.2** – Carbonato (siderita e ankerita) disseminado na matriz de rocha fragmentária mineralizada rica em calcopirita (ccp). À esquerda observa-se um clasto de metabasalto (mb).

**5.3** – Rocha fragmentária quase que inteiramente substituída por siderita, com restos de *BIFs* ainda visíveis.

**5.4** – Veio irregular formado por quartzo, clorita e carbonatos (ankerita e siderita) atravessando rocha fragmentária mineralizada.

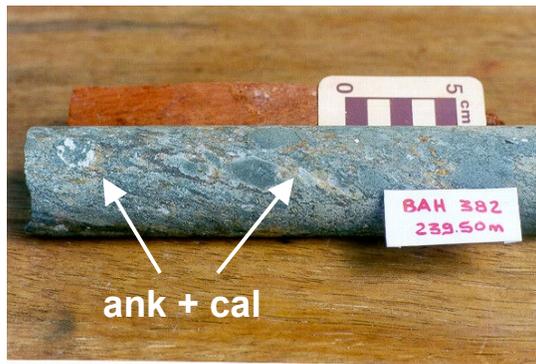


Foto 5.1

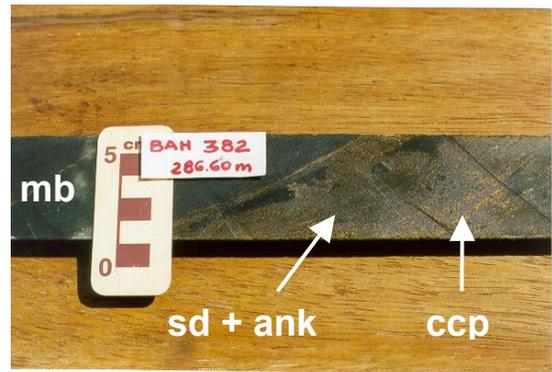


Foto 5.2



Foto 5.3



Foto 5.4



isotópicos obtidos em pesquisas anteriores feitas por Tazava (1999) e Villas *et al.* (2001). Deste diagrama constam também as composições isotópicas de diversos reservatórios de carbono (Rollinson 1995), os campos dos carbonatos associados a depósitos VMS (Huston 1999), o campo das sideritas de Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1992) e a faixa de resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  de formações ferríferas pré-cambrianas (Perry & Tan 1972; Becker & Clayton 1972; Perry *et al.* 1973).

Com referência aos estudos anteriores, observa-se que as composições dos carbonatos aqui analisados, por um lado, se sobrepõem aos resultados de Tazava (1999) e de Villas *et al.* (2001), mas, por outro, se estendem por um intervalo ainda mais amplo, envolvendo valores mais elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  e um número maior de valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 5.2). Comparados a outros depósitos, os carbonatos de Igarapé Bahia mostram composições diferentes, particularmente com referência ao  $\delta^{13}\text{C}$ , daquelas apresentadas pelos depósitos VMS, cujos teores situam-se de modo geral entre +2 e -5‰ (Huston 1999). Os carbonatos de Igarapé Bahia estão também distantes das sideritas de Olympic Dam, cujos resultados ( $\delta^{13}\text{C}$  de -2,4 a -3,5‰) são considerados semelhantes ao do  $\text{CO}_2$  magmático (Oreskes & Einaudi 1992).

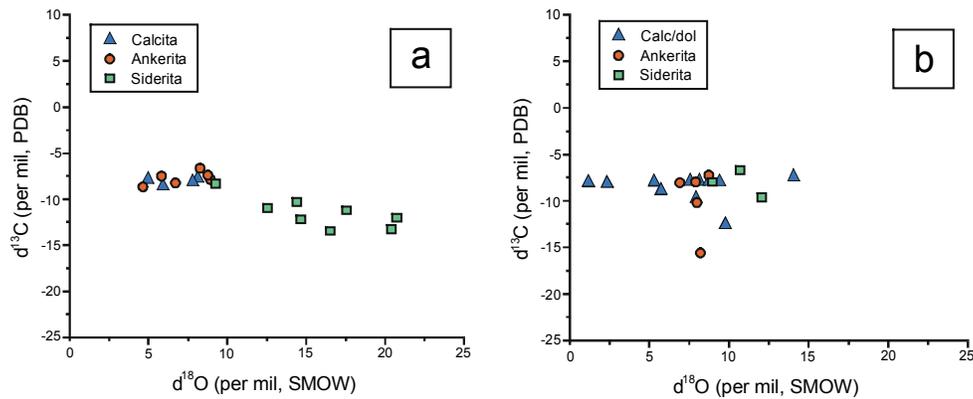
Uma avaliação dos resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos neste trabalho permite dividi-los em dois grupos, sugestivos de duas fontes diferentes de  $\text{CO}_2$ . O primeiro grupo (ver Fig.5.2) mostra uma forte concentração de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -6‰ e -8‰, o qual inclui a maioria dos carbonatos presentes nos veios e ainda algumas ankeritas e calcitas encontradas na matriz das rochas fragmentárias. Estes resultados são consistentes com os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de carbonatitos, diamantes e kimberlitos (de -3‰ a -8‰, com média em -6‰, conforme Taylor 1986) e indicam uma fonte profunda para o  $\text{CO}_2$  (ver campo 4 da Fig. 5.2), talvez relacionada a fluidos liberados de uma câmara magmática subjacente.

O outro grupo caracteriza-se por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -8‰ e -15‰, sendo dominado pelas sideritas presentes na matriz das rochas fragmentárias e, muito subordinadamente, pelas ankeritas e calcitas dos veios. Estes resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  mostram uma variação comparável àquela de carbonatos de formações ferríferas pré-cambrianas (ver campo 5 da Fig. 5.2), como, por exemplo, as sideritas e ankeritas de *BIFs* da bacia arqueana de Hamersley, que variam de -9‰ a -11‰ (Becker & Clayton 1972); as sideritas de formações ferríferas da região de Barberton, na África do Sul, que variam de -3,5 a -9,6‰ (Perry & Tan 1972); ou mesmo os carbonatos da formação ferrífera proterozóica de Biwabik, em Minnesota, nos Estados Unidos, cujos dados de

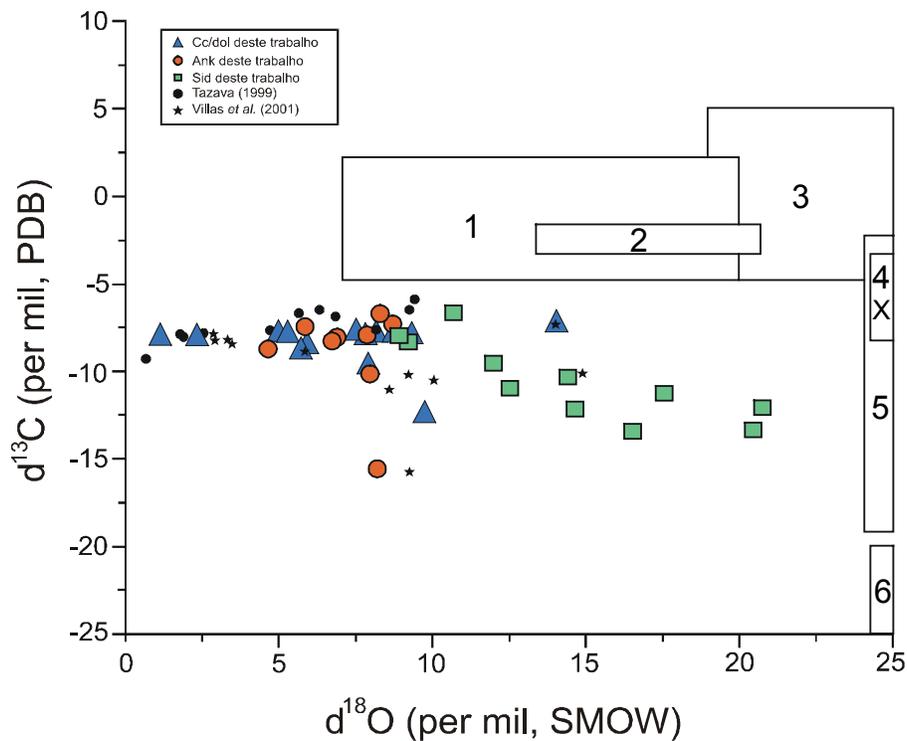
<b>TABELA 5.1</b>					
<b>Resultados de <math>\delta^{13}\text{C}</math> e <math>\delta^{18}\text{O}</math> e de difratometria de raios X de carbonatos de Igarapé Bahia</b>					
Carbonatos de rochas fragmentárias	Descrição da Ocorrência	Var. de carb.(**)	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ SMOW	Prod.gás (mmHg)
BAH F.345 / 191,20m	Carb dissem em matriz de rocha fragm mineralizada	Sd	-13,26	20,39	80
BAH F.332 / 237,20m“A”	Carb maciço fino em matriz rocha fragm mineralizada	Sd	-11,22	17,56	120
BAH F.332 / 237,20m“B”	Carb pervasivo em rocha fragm mineralizada	Sd	-10,33	14,40	260
BAH F.332 / 247,70m“B”	Carb pervasivo em rocha fragm mineralizada	Sd Cal	-12,08 -9,70 (*)	20,72 22,91 (*)	160 <0.5 (*)
BAH F.332 / 256,80m	Carb perv / vênulas em rocha fragm mineralizada	Sd	-12,15	14,66	120
BAH F.332 / 260,97m	Carb perv em rocha fragmentária mineralizada	Sd	-10,97	12,52	100
BAH F.332 / 275,57m	Carb perv em rocha fragmentária mineralizada	Sd	-13,43	16,50	160
BAH F.382 / 225,50m	Carb perv / veios / vênulas em rocha fragm mineraliz	Ank Cal	-7,41 -7,70	8,74 8,12	>300 30
BAH F.382 / 239,50m	Carb dissem em matriz de rocha fragm mineralizada	Ank Cal	-6,70 -8,19 (*)	8,30 6,42 (*)	30 <0.5 (*)
BAH F.382 / 286,60m	Carb perv em matriz de rocha fragm mineralizada	Sd Ank	-8,32 -7,82	9,25 8,91	40 60
BAH F.382 / 316,25m“B”	Carb em vênulas / dissem em rocha brechóide min	Ank Cal	-7,50 -7,90	5,84 4,97	120 30
BAH F.382 / 353,15m	Carb.perv / disseminado em níveis de BIF	Ank Cal	-8,26 -8,10	6,73 7,82	>400 15
BAH F.382 / 362,30m	Carb em vênulas / perv em BIF brechado	Ank Cal	-8,68 -8,61	4,69 5,95	>500 35
Carbonatos de veios	Descrição da Ocorrência	Var.de carb.	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ SMOW	Prod.gás (mmHg)
BAH F.14D / 219m	Veio c/qtz+sulf em rocha básica do <i>hanging wall</i>	Ank Cal	-15,61 -12,49	8,21 9,75	160 70
BAH F.14D / 287m	Veio c/qtz+sulf em rocha metassed laminada	Ank Cal	-10,14 -9,73	7,94 7,94	280 45
BAH F.14D / 503m	Veio c/qtz+sulf em rocha metassedim arenosa	Dol Cal	-7,88 -7,94	8,71 9,32	320 40
BAH F.332 / 247,70m“A”	Veio c/sulf em rocha fragmentária mineralizada	Sd	-9,55	11,99	160
BAH F.332 / 307,35m	Veio c/qtz em dique de diabásio	Cal	-8,88	5,73	100
BAH F.327 / 388,60m	Veio c/K-F+ab+qtz+sulf em rocha metassed A.Claras	Cal	-8,09	2,35	130
BAH F.353 / 188,07m	Veio c/qtz no contato básica / metassedimento	Cal	-7,27	14,05	60
BAH F.382 / 273,35m	Veio c/qtz+sulf em rocha fragmentária mineralizada	Ank Sd	-7,25 -6,65	8,60 10,70	130 60
BAH F.382 / 315,70m	Veio c/qtz+sulf em rocha fragmentária mineralizada	Ank Sd Cal	-7,91 -7,95 -7,86	7,88 8,94 7,53	300 120 30
BAH F.382 / 316,25m“A”	Veio c/ sulf em rocha brechóide mineralizada	Ank Cal	-8,04 -7,98	6,89 8,13	300 30
BAH F.356 / 396,20m	Veio cortando meta-basalto do <i>footwall</i>	Cal	-8,06	1,16	
BAH F.375 / 1218,20	Veio c/cal+mgt cortando dique de diabásio	Cal	-7,98	5,29	

(\*) Resultados não considerados em função da baixa produção de gás

(\*\*) Símbolos utilizados para nomes de minerais conforme Kretz (1983)



**Figura 5.1** – Diagramas  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos do depósito de Igarapé Bahia analisados neste trabalho. **(a)** Resultados de carbonatos das rochas fragmentárias mineralizadas; **(b)** Resultados de carbonatos dos veios.



**Figura 5.2** – Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonatos de Igarapé Bahia analisados neste e em trabalhos de Tazava (1999) e de Villas *et al.* (2001). Também estão incluídos no diagrama os seguintes campos: (1) Carbonatos de depósitos VMS (Huston 1999); (2) Sideritas do depósito de Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1992); (3) Carbonatos marinhos; (4) Carbono de origem profunda ou *deep-seated carbon*; (5) Carbonatos de formações ferríferas precambrianas (Perry & Tan 1972; Becker & Clayton 1972; Perry *et al.* 1973); (6) Carbono de origem orgânica. Os campos 3, 4 e 6 foram extraídos de Rollinson (1995).



$\delta^{13}\text{C}$  distribuem-se entre  $-3,7$  e  $-18,6\text{‰}$  (Perry *et al.* 1973). Estes resultados muito negativos indicam que houve incorporação nos carbonatos de  $\text{CO}_2$  produzido pela hidrólise de matéria orgânica, caracteristicamente pobre em  $\delta^{13}\text{C}$ . A identificação de microfósseis em *BIFs* (Macambira 1992, Lindenmayer *et al.* 2001b) e de grafita em outros metassedimentos das sequências vulcanossedimentares arqueanas de Carajás (Winter 1995) comprovariam a participação de matéria orgânica como uma das fontes de carbono dos fluidos mineralizantes.

As variações nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , de  $+20,7$  a  $+4,7\text{‰}$ , no caso dos carbonatos das rochas fragmentárias (Fig. 5.1a), e de  $+14,1$  a  $+1,2\text{‰}$ , no caso dos carbonatos dos veios (Fig. 5.1b), definem importantes *trends* de empobrecimento em  $\delta^{18}\text{O}$ . Estes processos podem ser atribuídos a misturas de fluidos, conforme apontado anteriormente por Tazava (1999) e Villas *et al.* (2001) e constatados em estudos de inclusões fluidas desenvolvidos neste trabalho (ver Cap. 4). O regime de fluidos durante a mineralização das rochas fragmentárias e durante a formação dos veios tardios teria sido, em ambos os casos, dominado inicialmente por fluidos enriquecidos em  $\delta^{18}\text{O}$ , talvez magmáticos, ou cuja composição pode ter sido adquirida por trocas isotópicas com as encaixantes a altas temperaturas e baixas razões fluido / rocha. A mudança em direção a valores mais baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  pode ter sido causada por infiltração crescente nos sistemas de fluidos mais frios e empobrecidos em  $\delta^{18}\text{O}$ . No caso dos veios, onde os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  chegam a alcançar de 2 a  $1\text{‰}$  (Fig. 5.1b), uma mistura com fluidos meteóricos parece evidente.

### 5.3.2 – Isótopos de enxofre de calcopiritas

A calcopirita é o sulfeto dominante em Igarapé Bahia e ocorre principalmente na matriz das rochas fragmentárias, onde se associa com magnetita, clorita, carbonato e anfibólio. A calcopirita ocorre também, mais restritamente, em nódulos e finas camadas nos metarritmitos que recobrem a unidade mineralizada e, ainda, em veios tardios que atravessam todas as rochas da área. Nos veios, a calcopirita associa-se geralmente com quartzo e carbonatos. Os isótopos de enxofre analisados neste trabalho são de calcopiritas destes três tipos de ocorrências.

#### Seleção de amostras

Ao todo 26 amostras de sulfetos de Igarapé Bahia foram escolhidas para análises de  $\delta^{34}\text{S}$ ,

**Fotos 5.5 a 5.9** – Ocorrências de calcopirita, magnetita e quartzo em Igarapé Bahia.

**5.5** – Calcopirita disseminada e em vênulas em rocha fragmentária (hidrotermalito), na qual se associa principalmente com magnetita e anfibólios (ver foto 5.6).

**5.6** – Fotomicrografia mostrando calcopirita (ccp, em amarelo) englobando magnetita (mag, em cinza) e anfibólio (anf, cinza escuro) na matriz de rocha fragmentária. Amostra BAH F 353 / 229,25m. Luz refletida.

**5.7**- Calcopirita associada a quartzo e carbonato em veio que atravessa metarenito da Formação Águas Claras.

**5.8** - Nódulos estirados de calcopirita (ccp) em metarritmito.

**5.9** – Veio de magnetita (mag) e carbonato (em branco) cortando diabásio de dique. A magnetita é provavelmente da variedade mushketovita (Ramdohr 1980; Marschik & Fontboté 2001), pseudomórfica sobre hematita especular, da qual preserva o hábito fibro-radiado.



Foto 5.5

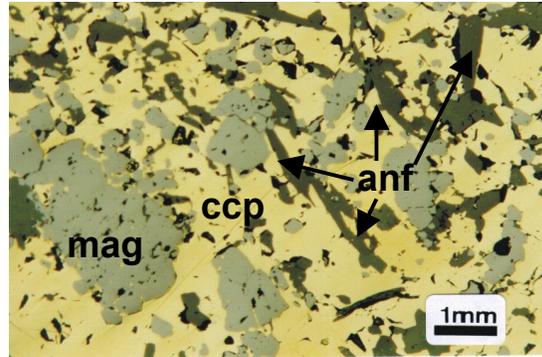


Foto 5.6



Foto 5.7

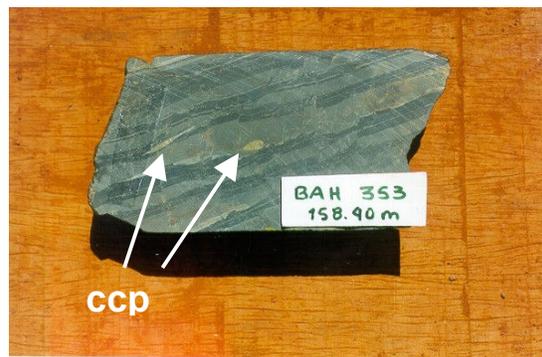


Foto 5.8

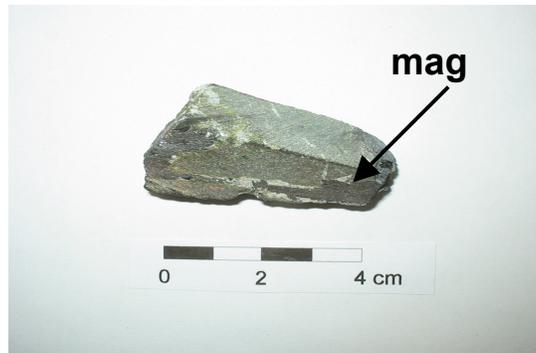


Foto 5.9



sendo onze de calcopiritas presentes nas rochas fragmentárias mineralizadas, cinco de calcopiritas que ocorrem em nódulos e bandas nos metarritmitos e dez de calcopiritas provenientes de veios mineralizados.

Nas rochas fragmentárias a calcopirita ocorre em geral disseminada pela matriz, em grãos muito finos (Fotos 5.2 e 5.5), que normalmente se moldam a espaços entre os outros minerais (Foto 5.6). Estes sulfetos finos precisaram ser isolados dos demais minerais para serem submetidos às análises isotópicas, o que requereu uma técnica de separação cuidadosa (ver item 1.3, sobre metodologia). Já a calcopirita que ocorre nos veios (Foto 5.7) e em nódulos nos metarritmitos (Foto 5.8) apresenta uma granulação mais grossa, o que possibilitou a separação fácil de material suficientemente puro para as análises.

### **Resultados isotópicos**

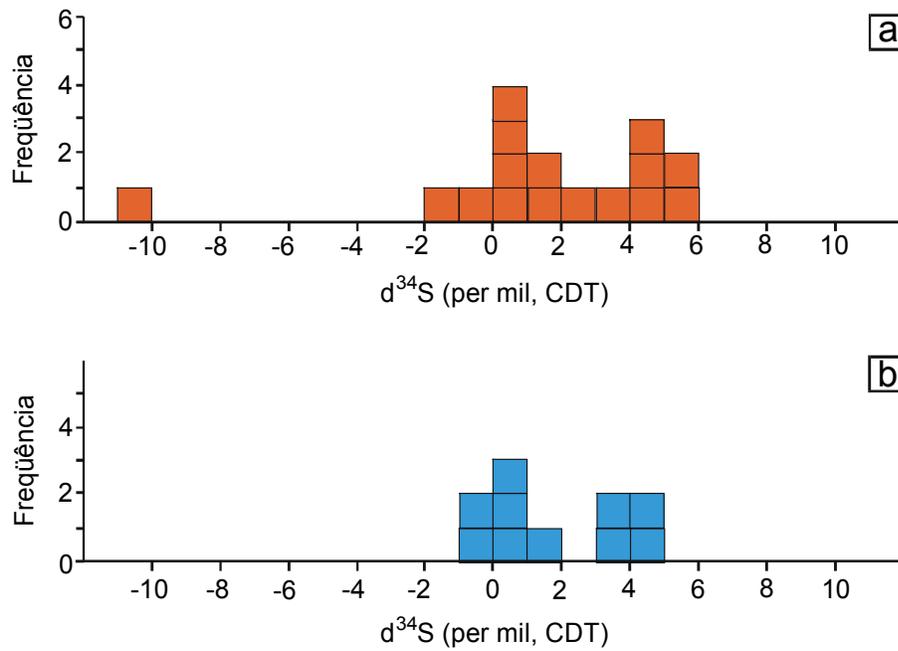
Os resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  das calcopiritas analisadas de Igarapé Bahia são apresentados na Tabela 5.2, em valores de CDT (‰). Com estes resultados foram construídos os histogramas mostrados nas Figuras 5.3a e b.

O histograma da Figura 5.3a contém os resultados de sulfetos das rochas fragmentárias de três corpos de minério de Igarapé Bahia e os dados referentes às calcopiritas de nódulos e bandas que ocorrem nos metarritmitos. Este histograma mostra que quase todos os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  situam-se entre  $-1,1$  e  $+5,6$ ‰, com apenas um resultado mais distanciado, de  $-10,88$ ‰. O histograma da Figura 5.3b, que contém os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de calcopiritas presentes nos veios tardios, mostra, por sua vez, resultados distribuídos por um intervalo mais restrito, de  $-0,36$  a  $+4,03$ ‰.

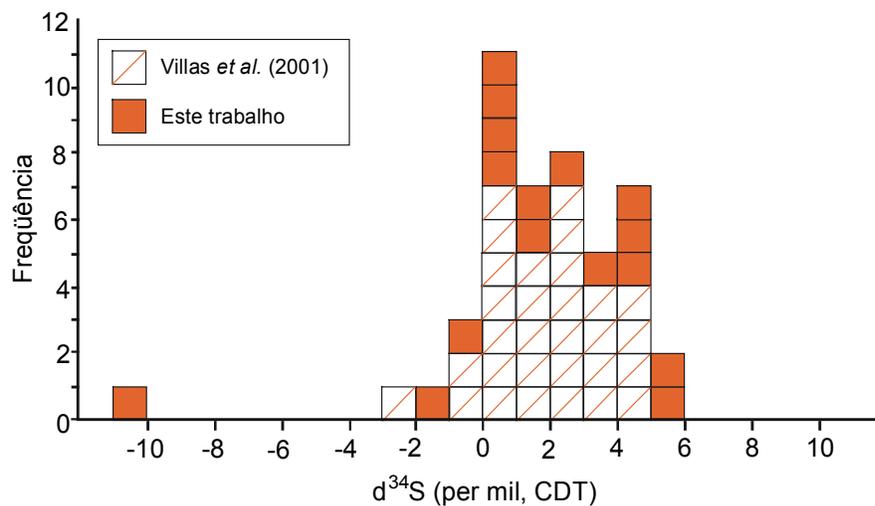
### **Interpretação dos resultados**

No caso das calcopiritas presentes nos corpos de minério de Igarapé Bahia, considerou-se apropriado interpretar os dados isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  através do histograma construído na Figura 5.4, que agrega os resultados do estudo anterior desenvolvido por Villas *et al.* (2001) aos dados obtidos neste trabalho. Com isto, o conjunto de resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  mostra uma distribuição algo mais ampla do que aquela apresentada na Figura 5.3a, com a maioria dos valores situados na faixa de  $-2,1$  a  $+5,6$ ‰ e um dado isolado em  $-10,88$ ‰. O maior número de resultados, situado

<b>TABELA 5.2</b>		
<b>Resultados de <math>\delta^{34}\text{S}</math> de calcopiritas de Igarapé Bahia</b>		
Sulfetos de rochas fragmentárias	Descrição da ocorrência	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)
BAH F. 332 / 259,10m	Ccp disseminada	4,65
BAH F. 345 / 189,50m	Ccp disseminada	3,08
BAH F. 345 / 205,80m	Ccp maciça	0,57
BAH F. 346 / 220,15m	Ccp disseminada	1,73
BAH F. 346 / 245,20m	Ccp disseminada	4,72
BAH F. 353 / 177,35m	Ccp disseminada	1,86
BAH F. 353 / 184,12m	Ccp disseminada	5,50
BAH F. 353 / 227,60m	Ccp disseminada	-10,88
BAH F. 382 / 206,60m	Ccp disseminada	2,86
BAH F. 382 / 360,70m	Ccp disseminada	5,60
BAH F. 392 / 334,00m	Ccp disseminada	4,11
<b>Sulfetos em metassed do <i>hanging wall</i></b>	<b>Descrição da ocorrência</b>	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)
BAH F. 14D / 150,00m	Ccp em camada de metar- ritmito	-1,14
BAH F. 353 / 158,40m	Ccp em nódulo em metar- ritmito	-0,93
BAH F. 392 / 159,85m	Ccp em nódulo em metar- ritmito	0,42
BAH F. 392 / 177,80	Ccp em nódulo em metar- ritmito	0,26
BAH F. 392 / 318,50m	Ccp em nódulo em metar- ritmito capa	0,05
<b>Sulfetos de veios</b>	<b>Descrição da ocorrência</b>	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)
BAH F. 14D / 480,00m	Ccp em veio cortando metabasalto do <i>hanging wall</i>	1,47
BAH F. 327 / 388,60m	Ccp em veio cortando metassed da F. Águas Claras	0,84
BAH F. 332 / 286,45m	Ccp em veio cortando metassed da F. Águas Claras	-0,32
BAH F. 353 / 193,15m	Ccp em veio cortando rocha fragm mineralizada	3,05
BAH F. 375 / 237,40m	Ccp em veio cortando dique de diabásio	0,10
BAH F. 375 / 1207,30m	Ccp em veio cortando dique de diabásio	-0,36
BAH F. 382 / 249,70m	Ccp em veio cortando rocha fragm mineralizada	0,71
BAH F. 382 / 273,35m	Ccp em veio cortando rocha fragm mineralizada	4,03
BAH F. 382 / 281,10m	Ccp em veio cortando rocha fragm mineralizada	3,21
BAH F. 382 / 315,70m	Ccp em veio cortando rocha fragm mineralizada	4,02



**Figura 5.3** – Histogramas dos resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfetos de Igarapé Bahia. **a)** Calcopirites dos corpos de minério e metarritmitos. **b)** Calcopirites dos veios



**Figura 5.4** – Histograma dos resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfetos dos corpos de minério de Igarapé Bahia obtidos neste trabalho e por Villas *et al.* (2001).



em 1 a 2‰, significa que o enxofre teve uma fonte magmática dominante. Não se distingue, no caso, se este enxofre é proveniente diretamente de fluidos magmáticos ou de fluidos não magmáticos que lixiviaram sulfetos disseminados nas rochas vulcânicas máficas do *footwall*. Além disto, o histograma da Figura 5.4 sugere que outras fontes de enxofre também contribuíram para formar as calcopiritas. O valor negativo de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $-10,88\text{‰}$  mostra que deve ter havido a participação de enxofre reduzido, provavelmente oriundo da redução biogênica de sulfato. Este dado, embora isolado, confirma os resultados negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  (de até  $-13,4\text{‰}$ ) obtidos para as sideritas das rochas fragmentárias, também indicativos da presença de matéria orgânica no sistema. E os valores mais positivos de  $\delta^{34}\text{S}$ , por sua vez, mostram certa contribuição de enxofre pesado, do tipo oxidado.

Para Villas *et al.* (2001), a forte concentração de  $\delta^{34}\text{S}$  dos sulfetos dos corpos mineralizados de Igarapé Bahia entre  $0\text{‰}$  e  $+3\text{‰}$  é semelhante à faixa de variação de depósitos vulcanogênicos arqueanos. Entretanto, os dados isotópicos aqui levantados, somados aos resultados de Villas *et al.* (2001), possibilitaram verificar que Igarapé Bahia, na verdade, foge um pouco do padrão dos depósitos VMS arqueanos mais típicos, cuja composição situa-se em intervalos geralmente muito estreitos, de  $1\text{‰} \pm 1\text{‰}$ , conforme Ohmoto & Goldhaber (1997), ou restringe-se mesmo a  $0\text{‰}$ , de acordo com Huston (1999). Esta faixa estreita é interpretada como reflexo das condições anóxicas que prevaleceram durante o Arqueano, com uma conseqüente escassez de enxofre oxidado na hidrosfera. O sulfato da água do mar daquela época tinha um valor de  $\delta^{34}\text{S}$  de  $\sim 2\text{‰}$  e sua participação em fluidos mineralizantes é tida como extremamente limitada, quando comparada à presença dominante do enxofre de origem ígnea, cujo  $\delta^{34}\text{S}$  é de  $0\text{‰}$  (Cameron 1982; Huston 1999). Assim a variação mostrada pelos resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  de Igarapé Bahia é significativa, pois extrapola o intervalo dos depósitos arqueanos mais característicos.

Para Lambert & Donnely (1990), existiram no arqueano certos ambientes localizados onde concentrações moderadamente altas de espécies oxidadas de enxofre foram formadas. As ocorrências de evaporitos no Pilbara Block da Austrália (Lambert *et al.* 1978) e em Barberton na África do Sul (de Ronde *et al.* 1997), por exemplo, indicam que sulfatos se formaram já no arqueano antigo, em ambientes de águas rasas, podendo ter também existido nas camadas superficiais mais oxidadas da hidrosfera. Em certos depósitos vulcanogênicos, como o de Big Stubby (3,45 Ga) na Austrália, ocorrem baritas com  $\delta^{34}\text{S}$  de  $\sim 12\text{‰}$  (Lambert *et al.* 1978), e em

formações ferríferas sulfetadas arqueanas, como, por exemplo, as da região de Michipicoten (2,7 Ga) no Canadá, os dados isotópicos de sulfetos ( $\delta^{34}\text{S}$  de -11 a +19‰) obtidos por Goodwin *et al.* (1976) são ainda mais variados que os apresentados por Igarapé Bahia. Estes exemplos mostram que localmente ocorreram sulfatos na hidrosfera do arqueano, os quais podem ter contribuído para processos de redução bacteriogênica, embora este fenômeno não seja considerado de modo geral importante antes do proterozóico. No caso do depósito vulcanogênico e das formações ferríferas sulfetadas mencionados acima, autores como Lambert & Donnelly (1990) e Huston (1999) atribuem uma origem magmático-exalativa para o sulfato, e isto pode ser admitido também para Igarapé Bahia.

No caso das calcopiritas dos veios (Fig. 5.3b), a distribuição mais estreita dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  (de -0,36 a +4,03‰) em relação aos sulfetos das rochas fragmentárias e sua maior proximidade de 0‰, são sugestivas de uma fonte mais homogênea de enxofre, provavelmente magmática.

### **5.3.3 - Isótopos de O em magnetita e quartzo**

Além dos carbonatos, também a magnetita e o quartzo foram escolhidos para as análises isotópicas de oxigênio. A magnetita é um mineral importante nas rochas mineralizadas, ocorrendo na matriz das rochas fragmentárias associada com calcopirita e outros minerais (Foto 5.6). O quartzo nas rochas fragmentárias mineralizadas é em geral muito fino e somente uma amostra de quartzo de granulação mais grossa foi escolhida para análise.

Nos veios tardios que cortam a área de Igarapé Bahia, ocorre quartzo de granulação grossa, associado com calcopirita e carbonato. Um destes veios, que atravessa um dique de diabásio, contém também magnetita associada a hematita e calcita.

### **Seleção de amostras**

Um total de 16 amostras de magnetita e quartzo foi selecionado para análises de  $\delta^{18}\text{O}$ . Sete delas são de magnetitas que pertencem à matriz das rochas fragmentárias mineralizadas. A oitava amostra corresponde à magnetita do veio mencionado acima. Esta magnetita deve

pertencer à variedade mushketovita (Ramdohr 1980; Marschik & Fontboté 2001), pois é pseudomórfica sobre hematita especular fibro-radiada (Foto 5.9).

Apenas uma amostra de quartzo contido nas rochas fragmentárias foi analisada, correspondente ao quartzo da cavidade (amostra C, BAH F 353 / 194,29m) estudada no capítulo sobre fluidos (Cap. 4) (Foto 4.8). Do quartzo presente nos veios (Fotos 5.4, 4.15, 4.17), um total de oito espécimes foi submetido a análises para obtenção de dados de  $\delta^{18}\text{O}$ .

### **Resultados de análises, cálculos de temperatura e composição dos fluidos**

Os resultados de análises isotópicas de oxigênio feitas em magnetita e quartzo são apresentados em valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (‰) na terceira coluna da Tabela 5.3. As magnetitas das rochas fragmentárias mineralizadas apresentam resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-1,47\text{‰}$  e  $+4,02\text{‰}$ , com média de  $1,32\text{‰}$ , e a única amostra de quartzo analisada das rochas fragmentárias forneceu um resultado de  $12,89\text{‰}$ . Os cálculos da temperatura e composição isotópica dos fluidos responsáveis pela mineralização das rochas fragmentárias (Tab. 5.3, colunas 5 e 6) foram feitos considerando-se que o quartzo da única amostra analisada (amostra BAH F 353 / 194,20m) estaria em equilíbrio com as diferentes magnetitas analisadas. Utilizando-se a equação de fracionamento derivada de Matsuhisa *et al.* (1979) e Bottinga & Javoy (1973) para os pares quartzo-magnetita, foram obtidas temperaturas de 314 a  $480^{\circ}\text{C}$ , com média de  $394^{\circ}\text{C}$ . Estes valores são bastante coerentes com as temperaturas de  $\geq 350^{\circ}\text{C}$  estimadas através das paragêneses a ferroactinolita-hastingsita associadas ao minério. A composição isotópica dos fluidos mineralizantes foi calculada através da equação magnetita- $\text{H}_2\text{O}$  de Bottinga & Javoy (1973) e forneceu resultados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  de  $6,50\text{‰}$  a  $10,31\text{‰}$ , com média de  $8,5\text{‰}$ .

Os grãos de quartzo dos veios tardios apresentam resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  situados na maioria entre  $9,45\text{‰}$  e  $11,81\text{‰}$ , com média de  $10,50\text{‰}$ , com apenas uma amostra exibindo um resultado diferenciado, de  $2,60\text{‰}$ . A magnetita (mushketovita) encontrada em um dos veios forneceu resultado de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-10,67\text{‰}$  (ver Tabela 5.3). Temperaturas de equilíbrio foram calculadas para quatro destes veios através de equações quartzo-calcita e magnetita-calcita, derivadas de Matsuhisa *et al.* (1979), Friedman & O'Neil (1977) e Bottinga & Javoy (1973). Os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  referentes às calcitas foram retirados da Tabela 5.1. Os resultados de temperatura obtidos, de  $202$  a  $273^{\circ}\text{C}$ , correspondem aproximadamente a uma média das temperaturas de homogeneização

<b>TABELA 5.3</b>					
<b>Resultados <math>\delta^{18}\text{O}</math> de minerais de Igarapé Bahia</b>					
<b>Minerais em rochas fragm mineralizadas</b>	<b>Descrição da ocorrência</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}</math> (‰)</b>	<b>Pares minerais <math>\Delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b>T (°C) (calc.)</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}</math> (‰) (calc.)</b>
BAH F 382 / 360,40m	Mag disseminada	-1,14	Qtz-mag 14,03	321	6,72
BAH F 382 / 360,70m	Mag disseminada	0,09	Qtz-mag 12,80	350	7,58
BAH F 332 / 259,10m	Mag disseminada	-1,47	Qtz-mag 14,36	314	6,50
BAH F 353 / 184,12m	Mag disseminada	2,39	Qtz-mag 10,50	417	9,18
BAH F 353 / 227,60m	Mag disseminada	3,36	Qtz-mag 9,53	452	9,86
BAH F 392 / 334,00m	Mag disseminada	4,02	Qtz-mag 8,87	480	10,31
BAH F 382 / 206,80m	Mag disseminada	1,98	Qtz-mag 10,91	403	8,90
BAH F 353 / 194,20m	Qtz de cavidade	12,89	Qtz-mag 10,50	417	9,18
<b>Minerais de veios</b>	<b>Descrição da ocorrência</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}</math> (‰)</b>	<b>Pares minerais <math>\Delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b>T (°C) (calc.)</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}</math> (‰) (calc.)</b>
BAH F 382 / 273,35m	Qtz de veio cortando rocha fragm mineral	10,04			
BAH F 382 / 315,70m	Qtz de veio cortando rocha fragm mineral	9,59	Qtz-cal(*) 2,06 / 1,46	202 / 273	-1,90 / 1,71
BAH F 392 / 211,45m	Qtz de veio cortando metarenito <i>hanging wall</i>	11,16			
BAH F 14D/ 480,00m	Qtz de veio cortando metabas <i>hanging wall</i>	11,35	Qtz-cal (**) 2,03	205	0,04
BAH F 332 / 231,80m	Qtz de veio cortando metarenito A. Claras	2,60			
BAH F 332 / 286,45m	Qtz de veio cortando metarenito A. Claras	9,45			
BAH F 345 / 284,00m	Qtz de veio cortando metabasalto do <i>footwall</i>	9,90			
BAH F 346 / 242,15m	Qtz de veio cortando rocha fragm mineral	11,81			
BAH F 375/1218,20m	Mag de veio cortando diabásio	-10,67	Mag-cal -15,96	257	1,74

(\*) Inclui  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$  das amostras BAH F 382 / 315,70m e 316,25m<sup>3</sup>A<sup>3</sup>.

(\*\*) O valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$  pertence à amostra BAH F 14D / 503m.

obtidas no estudo de inclusões fluidas. As composições dos fluidos foram calculadas por meio das equações magnetita-água e quartzo-água, de Bottinga & Javoy (1973) e Matsuhisa *et al.* (1979), com resultados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  de  $-1,90$  a  $+1,74\text{‰}$ .

### **Interpretação dos resultados**

A composição isotópica calculada para o fluido que circulou pelas rochas fragmentárias de Igarapé Bahia é bastante rica em  $\delta^{18}\text{O}$  e consistente com os resultados igualmente elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos em carbonatos daquelas rochas (ver item 5.3.1 e Tab. 5.1). A faixa de variação apresentada, de  $6,50$  a  $10,31\text{‰}$ , é semelhante à de fluidos magmáticos ( $\delta^{18}\text{O}$  de  $5,5$  a  $10\text{‰}$ , conforme Taylor 1986) e não é considerada comum em depósitos vulcanogênicos, já que a maioria destes depósitos forma-se a partir de fluidos cujo  $\delta^{18}\text{O}$  varia de  $-2$  a  $+4\text{‰}$  (Huston 1999). Nestes depósitos, os fluidos seriam constituídos essencialmente por água do mar ( $\delta^{18}\text{O} \cong 0\text{‰}$ ), mas o seu deslocamento para valores de  $\delta^{18}\text{O}$  positivos de até  $4\text{‰}$  tem sido explicado, em alguns casos, por adição de uma parcela de fluido magmático aos sistemas (Huston 1999).

Existem, no entanto, exemplos notórios de depósitos de sulfetos vulcanogênicos cuja gênese envolveu águas com composições anômalas, bastante enriquecidas em  $\delta^{18}\text{O}$ . Dentre estes exemplos destacam-se o depósito cretáceo de Raul, no Peru, com valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  de  $6$  a  $14\text{‰}$  (Ripley & Ohmoto 1979); o depósito siluriano de Blue Hill, onde resultados entre  $5$  e  $7\text{‰}$  foram obtidos (Munhá *et al.* 1986); o depósito triássico (do tipo Besshi) de Windy Craggy, com teores de  $0$  até  $14\text{‰}$  (Peter & Scott 1999); a jazida neopaleozóica de Big Mike, no Nevada, Estados Unidos, com dados de  $8,5$  a  $12,5\text{‰}$  (Rye *et al.* 1984); e o depósito arqueano de Kidd Creek, no Canadá, que mostra valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  de  $6$  a  $9\text{‰}$  (Beaty & Taylor 1982, Beaty *et al.* 1988) (Fig. 5.5). O enriquecimento em  $^{18}\text{O}$  nestes depósitos é motivo de grande controvérsia na literatura, sendo atribuído ora a fluidos evoluídos que passaram por processos de evaporação, ora a interações com rochas sedimentares, ou ainda a reequilíbrio metamórfico (Ripley & Ohmoto 1979; Rye *et al.* 1984; Beaty *et al.* 1988; Huston 1999), sendo que, no caso de Blue Hill, uma participação importante de fluido magmático é admitida (Munhá *et al.* 1986).

Embora sem dispor de dados de  $\delta\text{D}$  para uma melhor avaliação, duas possibilidades podem ser cogitadas para explicar os altos resultados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  obtidos em Igarapé Bahia.

A primeira seria a de que os fluidos mineralizantes tenham tido, de fato, um componente magmático importante. A outra alternativa seria a de que o enriquecimento em  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  teria ocorrido por trocas isotópicas entre um fluido não magmático (água do mar, no caso) com rochas enriquecidas em  $\delta^{18}\text{O}$ , sob condições de alta temperatura e baixa razão fluido / rocha. Esta última possibilidade parece razoável, se considerarmos que os fluidos hidrotermais circulantes podem ter aumentado seu  $\delta^{18}\text{O}$  por interação com rochas sedimentares, em geral muito ricas em  $\delta^{18}\text{O}$  (Hoefs 1987). Esta interação pode ter ocorrido não somente com *cherts*, *BIFs* e rochas siliciclásticas que se intercalam com as vulcânicas basais, como também com as próprias rochas sedimentares fragmentárias hospedeiras do minério, onde a mineralização se instalou muito provavelmente por substituição da matriz.

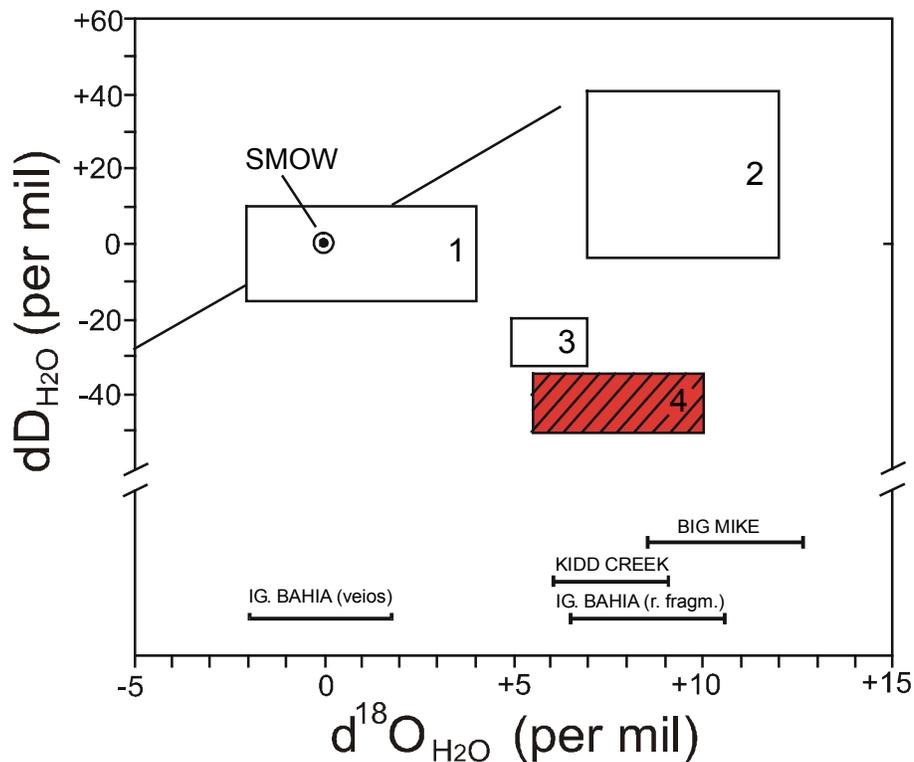
Com relação aos veios, tanto as temperaturas médias calculadas (200 a 300°C) como as composições isotópicas dos fluidos mineralizantes ( $\delta^{18}\text{O}$  em torno de 0‰) (ver Tab. 5.3 e Fig. 5.5) definem um padrão bem distinto daquele obtido para a mineralização hospedada nas rochas fragmentárias. Os baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  indicam que os veios devem ter tido uma participação importante de fluidos meteóricos na sua formação.

#### 5.4 - Conclusões

O estudo de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonatos que ocorrem nas rochas fragmentárias permitiu identificar nestas rochas a presença de carbono de origem profunda, provavelmente magmático ( $\delta^{13}\text{C}$  de -6 a -8‰), associado a carbono de fonte orgânica ( $\delta^{13}\text{C}$  de -8 a -13‰). As sideritas, que correspondem aos carbonatos mais comuns nas rochas fragmentárias, mostram uma distribuição comparável àquela de sideritas de formações ferríferas pré-cambrianas.

Os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  de calcopirritas das rochas fragmentárias mostram uma fonte magmática ou exalativa dominante para o enxofre, com participação mais subordinada de enxofre oxidado e de enxofre proveniente de redução bacteriogênica. A faixa de variação da maioria dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  (de -2,1 a + 5,6‰) é algo mais ampla do que, porém ainda coerente com, os padrões de depósitos vulcanogênicos e formações ferríferas sulfetadas arqueanas.

Os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  de magnetita e quartzo das rochas fragmentárias permitiram calcular uma temperatura média de ~400°C para os fluidos, temperatura esta coerente com a presença de ferroactinolita e hastingsita nas rochas mineralizadas. A composição isotópica calculada dos



**Figura 5.5** – Diagrama  $\delta D$  versus  $\delta^{18}O_{H_2O}$  mostrando os campos: (1) dos fluidos formadores dos depósitos VMS mais comuns (Huston 1999); (2) dos fluidos do depósito de Raul, Peru (Ripley & Ohmoto 1979); (3) dos fluidos de Blue Hill (Munhá *et al.* 1986); e (4) dos fluidos magmáticos (Huston 1999) e da água do mar (SMOW). Na parte inferior do diagrama está a distribuição dos valores  $\delta^{18}O_{H_2O}$  dos depósitos de Big Mike (Rye *et al.* 1984), de Kidd Creek (Beaty *et al.* 1988) e das rochas fragmentárias e veios mineralizados de Igarapé Bahia (obtidos neste trabalho).



fluidos em equilíbrio com estes minerais mostrou valores enriquecidos em  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ , de 6,5 a 10,3‰, que podem indicar uma participação magmática ou, talvez, uma interação com rochas sedimentares originalmente ricas em  $\delta^{18}\text{O}$ , sob temperaturas altas e baixa relação fluido / rocha.

O estudo de isótopos desenvolvido em carbonatos e em calcopirritas dos veios de Igarapé Bahia acusou a presença carbono e de enxofre de origem magmática ( $\delta^{13}\text{C}$  em torno de -7‰ e  $\delta^{34}\text{S}$  de 0 a +4‰). Os fluidos em equilíbrio com quartzo, magnetita e carbonatos destes veios mostraram temperaturas médias de 200 a 300°C e composições ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} \cong 0\text{‰}$ ), que indicam a participação dominante de águas meteóricas.



## CAPÍTULO 6

### MODELO METALOGENÉTICO

#### 6.1 - Introdução

O depósito de Igarapé Bahia tem sido o mais estudado dos depósitos de Cu-Au de Carajás e aquele cuja gênese tem sido talvez a mais debatida. Os modelos propostos para a jazida dividem-se basicamente em singenéticos e epigenéticos, cada um dos quais apoiado por um conjunto de características consideradas importantes ou críticas e até mesmo por datações geocronológicas. Com o objetivo de facilitar comparações, será apresentado um quadro com os principais atributos de cada modelo e serão explicados os motivos da opção singenética aqui feita para Igarapé Bahia. Serão mostradas igualmente certas características peculiares que diferem do modelo exalativo tradicional e como algumas feições tidas como parte do esquema epigenético podem ser explicadas ou acomodadas dentro do modelo aqui escolhido.

#### 6.2 - Modelos propostos para Igarapé Bahia

As primeiras pesquisas feitas na área do prospecto Bahia, após sua descoberta em 1974 pela Docegeo, visavam cobre sedimentar, uma vez que a sequência encaixante das mineralizações era tida como predominantemente sedimentar e correlacionável à cobertura Rio Fresco (Fonseca *et al.* 1984), hoje designada de Formação Águas Claras. Anteriormente, entretanto, Hutchinson (1979, citado em Martini 2001, 2003) já havia sugerido um ambiente vulcanossedimentar para o prospecto. Ferreira Filho (1985) também interpretou desta forma o ambiente local, considerando a mineralização como do tipo *stringer ore*, associada a intensa alteração hidrotermal e prováveis corpos de sulfetos maciços. Estabeleceu-se assim uma das linhas básicas de interpretação metalogenética para a área, que considera o depósito como singenético, do tipo exalativo (*e.g.* Althoff *et al.* 1994; Sachs 1993; Zang & Fyfe 1994; Almada & Villas 1999; Dreher & Xavier 2001; Villas & Santos 2001), e que foi aceita sem maiores restrições até meados da década de 90.

Uma outra linha, utilizada principalmente por geólogos de exploração (e.g. Huhn & Nascimento 1997; Tallarico *et al.* 1998; Barreira *et al.* 1999; Soares *et al.* 1999, Tazava & Oliveira 2000; Ronzê *et al.* 2000; Tallarico *et al.* 2002a), considera Igarapé Bahia como um representante dos depósitos epigenéticos da classe Óxidos de Fe Cu-Au, também chamados de depósitos IOCG (*Iron Oxide Copper-Gold*), dos quais Olympic Dam, na Austrália, é o exemplo mais conhecido.

As interpretações favoráveis a uma origem singenética baseiam-se sobretudo nas características geológicas do depósito. Almada & Villas (1999) chegaram a comparar Igarapé Bahia com um depósito do tipo Besshi de idade arqueana, em função do ambiente de *rift* epicratônico e do volume expressivo de basaltos toleíticos e de rochas terrígenas associadas ao depósito. Para os autores mencionados, as rochas fragmentárias hospedeiras da mineralização seriam singenéticas, o que também é admitido neste trabalho, sendo que Villas & Santos (2001) consideram Igarapé Bahia como um depósito formado em ambiente vulcanogênico no qual parte dos metais seria proveniente de fonte magmática. Um suporte importante para a hipótese singenética é fornecido por datações feitas em calcopiritas da zona de minério de Igarapé Bahia, com resultados em torno de 2,76 Ga (Villas & Santos 2001; Galarza *et al.* 2002a), bastante próximos às idades de 2,74-2,75 Ga (Galarza *et al.* 2002b; Tallarico *et al.* 2002a) obtidas para as encaixantes metavulcânicas e metassedimentares do depósito. Mougeot *et al.* (1996), por sua vez, também baseados em dados geocronológicos, forneceram evidências de uma mineralização arqueana primária e registros de um evento posterior de mineralização de cerca de 1,88 Ga, que os autores relacionaram a intrusões de granitos anorogênicos.

O modelo epigenético, que compara Igarapé Bahia a um depósito da classe IOCG, baseia-se principalmente na associação de elementos químicos presente no minério, a qual abrange sobretudo Fe (na forma de óxido), Cu, Au e teores elevados de U e ETRL. Outras razões citadas incluem a localização da mineralização em brechas consideradas como hidrotermais, a presença de fluidos mineralizantes altamente salinos e a identificação de um conjunto de alterações hidrotermais (e.g. Fe-metassomatismo, sulfetação, cloritização, biotitização e carbonatização) consideradas características destes depósitos. Dados de isótopos estáveis em carbonatos, sugestivos de uma mistura de fluidos magmáticos e meteóricos, são também citados para indicar a semelhança de Igarapé Bahia com Olympic Dam (Tazava & Oliveira 2000). Datações efetuadas por Tallarico *et al.* (2002a) e Santos (2002) em monazitas e sulfetos das brechas mineralizadas

têm servido de apoio à hipótese epigenética, pois forneceram idades em torno de 2,57 Ga para a mineralização. Com estes dados, Tallarico *et al.* (2002a) relacionam a geração do depósito aos granitos de 2,5 Ga de idade que ocorrem na região de Carajás, como o Old Salobo e o granito Itacaiúnas. Em trabalhos anteriores, entretanto, a mineralização de Igarapé Bahia foi, algumas vezes, relacionada a sills ou diques máficos (*e.g.* Bocalon 1997; Tallarico *et al.* 2000) e, outras vezes, a fluidos derivados dos granitos anorogênicos proterozóicos (*e.g.* Lindenmayer *et al.* 1998; Groves & Vielreicher 2001).

### 6.2.1 – Discussão sobre os modelos Exalativo e IOCG

Com a finalidade de identificar semelhanças e diferenças entre Igarapé Bahia e os modelos aplicados, foi construída a Tabela 6.1, onde estão relacionadas algumas das principais características dos depósitos exalativos hospedados em vulcânicas (conforme Franklin 1996; Sangster 1999) e dos depósitos da classe IOCG (compilados de Ghandi & Bell 1995; Porter 2000; Nisbet *et al.* 2000 e Pollard 2000).

<b>Tabela 6.1 – Principais características dos depósitos exalativos e IOCG</b>		
	<b>EXALATIVO</b> ( <i>e.g.</i> VMS)	<b>IOCG</b> (ou Óxido de Fe Cu-Au)
1	Ambiente tectônico regional extensional ( <i>e.g.</i> <i>rift</i> ) ou compressivo ( <i>e.g.</i> arco); associação vulcanossedimentar, com evidências de vulcanismo submarino e atividade exalativa associada.	Ambiente tectônico regional tipicamente distensivo, continental, tardi-tectônico ou anorogênico; associados a rochas feldspáticas (vulcânicas subaéreas félsicas a intermediárias, granitos, arenitos).
2	Ocorrem do arqueano ao recente.	Tipicamente mesoproterozóicos.
3	Evidências locais de atividade tectônica extensional associada ( <i>e.g.</i> falhas sindeposicionais).	Associados a eventos de brechação hidrotermal e falhamentos rúpteis. Estruturas distensivas.
4	Depósitos estratiformes ou <i>strata-bound</i> com fácies discordantes (=condutos, <i>stringers</i> ).	Depósitos em geral em brechas e veios discordantes, mas também com alguns exemplos <i>strata-bound</i> .
5	Presença de câmaras magmáticas sinvulcânicas.	Associados a granitos do tipo A.
6	Alteração clorítica diagnóstica. Al-, Mg- e K-metassomatismo também ocorrem.	Fe- e K-metassomatismo proximal e alteração sódica distal / regional.
7	Sulfetos de Fe dominantes, acompanhados por Cu, Zn ( $\pm$ Pb), Ag, Au, Co. Sulfetos > 50%.	Óxidos de Fe (magnetita, hematita) dominantes, acompanhados por Cu, Au, U, ETR. Sulfetos disseminados.
8	Fluidos em geral pouco salinos, constituídos por água do mar e possível contribuição magmática.	Fluidos fortemente salinos, oxidantes, com alto componente magmático.

Um exame das características mostradas na Tabela 6.1 em comparação com os dados apresentados neste trabalho permite verificar que Igarapé Bahia compartilha um número maior de feições com os depósitos exalativos do que com os depósitos IOCG.

Dentre as similaridades, a mais importante diz respeito ao ambiente geológico, que representa um dos itens considerados fundamentais para a classificação de depósitos minerais (e.g. Eckstrand *et al.* 1996; Robert *et al.* 1997; Martini 2002). O ambiente geológico de Igarapé Bahia é tipicamente vulcanossedimentar, desenvolvido em um *rift* de idade arqueana e associado a vulcanismo máfico, muito diferente de um contexto proterozóico continental relacionado a granitos. A identificação de vulcânicas submarinas e a incidência de atividade exalativa na área do depósito, por sua vez, puderam ser comprovadas pela ocorrência de hialoclastitos, autobrechas (ver Cap. 3) e de horizontes de *BIF* e *chert* associados às lavas máficas. Os turbiditos, *BIFs* e *cherts* observados na sequência sedimentar superior denunciam igualmente um ambiente subaquoso e demonstram que a atividade exalativa na área se estendeu intermitentemente até uma época posterior à do evento de mineralização das rochas fragmentárias.

Falhas sindeposicionais também são consideradas importantes em depósitos exalativos, pois podem representar condutos para os fluidos mineralizantes (Large 1992; Sangster 1999). Falhas deste tipo não foram ainda identificadas em Igarapé Bahia, mas as rochas fragmentárias, consideradas como um depósito de *debris flow*, e as frequentes estruturas de escorregamento e brechação observadas nas rochas metassedimentares do *hanging wall* constituem fortes indícios de que estas falhas existiram.

A mineralização em Igarapé Bahia não é estratiforme, porém tem um caráter *strata-bound*, o que representa outra similaridade com depósitos exalativos, conforme também referido por Almada & Villas (1999) e Villas & Santos (2001).

Nos depósitos IOCG as brechas mineralizadas são consideradas como epigenéticas, de origem hidrotermal, e esta possibilidade para Igarapé Bahia é contestada no Capítulo 3 deste trabalho, onde estas rochas são descritas como uma unidade sedimentar de *debris flow* que foi hidrotermalizada e mineralizada. A presença de *debris flows*, como já mencionado, demonstra conexão com a incidência de falhas de crescimento em sistemas exalativos.

Câmaras magmáticas sinvulcânicas ou granitos não foram até hoje identificados na área de Igarapé Bahia. Existem, no entanto, referências à ocorrência de plutonismo félsico e básico-intermediário concomitante ao vulcanismo de 2,7 Ga em outras áreas da região de Carajás como,

por exemplo, no caso do granito Planalto e de um corpo de quartzo-diorito, ambos associados ao depósito Cristalino (Huhn *et al.* 1999a). Este fato é importante se se considerar que intrusões deste tipo podem atuar como fonte térmica importante na movimentação de sistemas hidrotermais exalativos e ainda, possivelmente, contribuir com parte dos metais e fluidos (Galley *et al.* 1998). A possibilidade colocada por Tallarico *et al.* (2002a), de um granito de 2,5 Ga de idade, do tipo A, semelhante ao Old Salobo ou ao granito Itacaiúnas, ter sido o gerador do depósito de Igarapé Bahia é pouco provável. Os granitos mencionados correspondem a tipos deformados, e a época de 2,5 Ga representa em Igarapé Bahia um período essencialmente distensivo, marcado pela intrusão de um enxame de diques máficos que não mostram quaisquer sinais de deformação penetrativa.

Quanto às alterações, chama a atenção em Igarapé Bahia a forte cloritização, normalmente relacionada a depósitos exalativos vulcanogênicos e mais rara em depósitos IOCG. Também não se observou em Igarapé Bahia uma alteração potássica importante (K-feldspato, biotita, sericita) nem a alteração sódica, ambas referidas na Tabela 6.1 como típicas dos sistemas IOCG. De qualquer modo, a utilização de certas alterações (*e.g.* Fe-metassomatismo, sulfetação, carbonatização, etc.) como argumentos a favor de uma classificação epigenética para Igarapé Bahia parece sem sentido, uma vez que muitas delas são também comuns a sistemas exalativos (Goodfellow *et al.* 1993; Franklin 1993, 1996).

Com relação ao conteúdo mineral, a associação encontrada em Igarapé Bahia assemelha-se mais àquela dos depósitos IOCG, considerando a quantidade de magnetita e a ocorrência de calcopirita, ouro e de minerais de U e ETR no minério. Entretanto, é importante salientar que o Fe é um metal abundante na região de Carajás e que a magnetita ocorre de modo significativo em diversas jazidas VMS arqueanas do Canadá e da Austrália (Sharpe & Gemmel 2001). A escassez de sulfetos de ferro e a natureza predominantemente disseminada da mineralização de Igarapé Bahia, por sua vez, diferem do padrão normal dos depósitos VMS, que são geralmente ricos em pirita (e/ou pirrotita) e maciços, compostos por mais de 50% de sulfetos.

Os fluidos fortemente salinos, com um provável componente magmático, conforme verificado no estudo de inclusões fluidas e de isótopos estáveis apresentados nos Capítulos 4 e 5 deste trabalho, correspondem, na verdade, à característica que mais aproxima Igarapé Bahia dos depósitos do tipo IOCG. Mas, de acordo com o que já foi comentado (Cap. 4), existem depósitos

exalativos onde fluidos bastante salinos foram efetivamente detectados e a participação magmática, embora geralmente não comprovada, é referida como altamente provável.

### **6.3 – Modelo proposto neste trabalho**

Considerando as comparações e a discussão acima colocadas, a opção feita para Igarapé Bahia segue uma linha basicamente singenética. Entretanto, como já apontado, o depósito apresenta algumas características que fogem ao quadro comum dos depósitos exalativos, e que serão comentadas a seguir, juntamente com aspectos referentes às fontes e características dos fluidos mineralizantes, à possível fonte de calor para o sistema hidrotermal e aos prováveis mecanismos de deposição do minério.

#### **6.3.1 - Substituição *strata-bound***

A ausência de feições estratiformes e a geometria aproximadamente tabular e concordante do corpo de minério sugerem fortemente que a mineralização em Igarapé Bahia tenha ocorrido por substituição estrato-controlada ao invés de precipitação química estritamente singenética, como normalmente ocorre em depósitos exalativos. Esta possibilidade foi admitida por Dreher & Xavier (2001) e baseia-se no fato que a unidade mineralizada corresponde a um depósito de *debris flow*, que representa um material originalmente poroso e permeável, particularmente favorável a percolação de fluidos. Os exames feitos nas rochas fragmentárias mostraram que a alteração e a mineralização concentram-se na matriz daquelas rochas, com os fragmentos líticos em alguns casos também invadidos e aparentemente corroídos pela matriz. Assim, a alteração e a mineralização aconteceram sobretudo por substituição da matriz sedimentar fina, acompanhadas pelo preenchimento de cavidades e reação parcial dos fluidos também com os litoclastos. Este processo deve ter ocorrido pouco tempo após a deposição das rochas fragmentárias, provavelmente durante a diagênese, quando o material estava ainda inconsolidado e poroso, porém já recoberto pelos sedimentos turbidíticos superiores. Depósitos originados por substituição *strata-bound* penecontemporânea formam-se caracteristicamente abaixo do fundo mar, por percolação lateral dos fluidos a partir de falhas ativas que servem de conduto para os fluidos mineralizantes. Estes depósitos representam uma variante ou fácies *subsea-floor* do modelo exalativo e podem

ocorrer tanto em sistemas VMS como Sedex (e.g. Large 1992; Galley *et al.* 1995; Lydon 1996; Hannington *et al.* 1999a).

De acordo com Goodfellow *et al.* (1993) e Franklin (1996), os fácies *subsea-floor* - e também os fácies distais - dos depósitos exalativos mais comumente apresentam uma mineralização disseminada, o que poderia explicar esta feição em Igarapé Bahia.

Outro aspecto relacionado aos fácies *subsea-floor* seria a manutenção por mais tempo do calor, dos fluidos e metais dentro da unidade porosa durante a mineralização, pois a unidade de metassedimentos turbidíticos do *hanging wall* pode ter atuado como uma capa relativamente impermeável, selando parcialmente o sistema hidrotermal. Este aspecto pode também ter favorecido trocas isotópicas entre o fluido mineralizante e o material sedimentar original da matriz, explicando talvez deste modo os elevados resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos para os fluidos.

### **6.3.2. - Associação metálica**

Conforme já comentado, a associação de minerais como magnetita e calcopirita, acompanhados por Au, ETR e U, encontrada em Igarapé Bahia é mais característica dos depósitos IOCG, cujos metais e fluidos salinos são geralmente considerados como magmáticos (Reynolds 2000; Pollard 2000). Existem, entretanto, pesquisas (e.g. Barton & Johnson 2000) que demonstram que associações similares à mencionada podem ser produzidas a partir de fluidos não magmáticos, ou de misturas de fluidos magmáticos e não magmáticos, desde que bastante salinos e aquecidos. Os fluidos não magmáticos poderiam ter fontes diversas, como salmouras basinais, evaporíticas, ou fluidos de sistemas hidrotermais submarinos, e os metais poderiam provir da lixiviação de rochas por eles percoladas. Como fluidos muito salinos são em geral pobres em enxofre, eles precipitam os metais transportados preferencialmente sob a forma de óxidos, carbonatos, fosfatos e silicatos, e tendem a formar apenas sulfetos de elementos de mais baixa solubilidade como, por exemplo, os de cobre (ver texto à página 112 e Fig 4.30). Desta maneira, a presença de magnetita, calcopirita, minerais de U, ETR, P e a escassez de pirita em Igarapé Bahia podem ser explicadas por uma alta salinidade combinada com uma baixa atividade de enxofre nos fluidos, sem que seja necessário invocar um sistema exclusivamente magmático-hidrotermal do tipo IOCG para sua gênese.

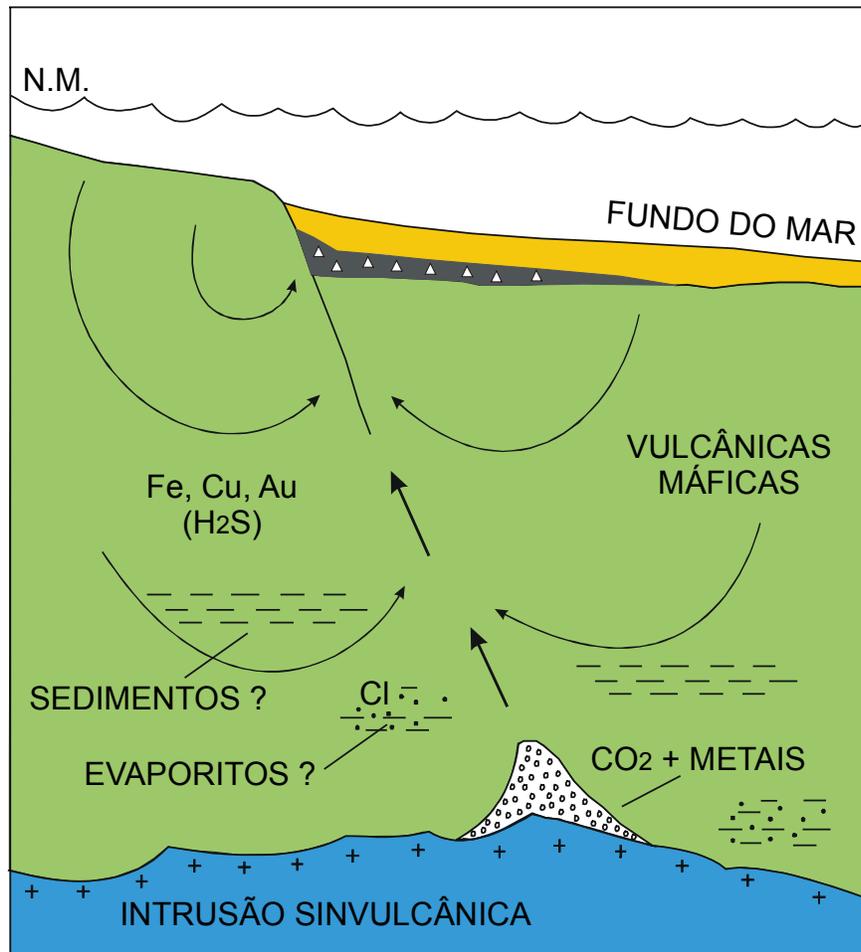
A assembléia metálica de Igarapé Bahia, no entanto, não inclui somente os elementos mencionados acima, mas uma associação bem mais complexa de metais, incluindo Co, Mo, Sn, W, F, Mn, Pb, Sn, Zn, Ag, B, etc, a qual guarda certa semelhança com aquela encontrada, por exemplo, no depósito VMS arqueano de Kidd Creek, no Canadá (Hannington *et al.* 1999a, 1999b).

### **6.3.3 – Os fluidos mineralizantes e suas fontes**

O estudo de inclusões fluidas desenvolvido neste trabalho mostrou a participação conjunta de fluidos aquosos salinos e de fluidos carbônicos e aquo-carbônicos na mineralização das rochas fragmentárias. Os fluidos aquosos mostraram uma salinidade variável, de até 45% NaCl, e temperaturas de até cerca de 400°C. A alta salinidade e temperatura sugerem que eles eram inicialmente ricos não somente em Fe, mas também em Cu e Au, elementos estes transportados sob a forma de cloro-complexos. Os fluidos aquo-carbônicos mostraram salinidade baixa, de 6% NaCl.

Estes fluidos (aquo)-carbônicos e aquosos teriam fontes diferentes e teriam se misturado e percolado pela unidade fragmentária durante a mineralização (Fig. 6.1). Esta possibilidade foi construída com base na verificação de que fluidos salinos também quentes (~400°C), isentos de CO<sub>2</sub> e ricos em Fe, semelhantes aos que percolaram pelas rochas fragmentárias, participaram de um evento hidrotermal anterior ao da mineralização de Igarapé Bahia, provavelmente associado à formação de *BIFs* de fácies óxido na região. Estes fluidos, apesar de muito salinos, seriam mais provavelmente constituídos por água do mar convectada do que de fonte magmática, com uma salinidade alta adquirida talvez por dissolução de antigos evaporitos. Fluidos deste mesmo tipo - e também provavelmente não magmáticos - podem ter sido os responsáveis pela deposição da magnetita e de silicatos como chamosita, estilpnomelano, ferro-actinolita, hastingsita e quartzo na matriz das rochas fragmentárias, dando origem a uma associação semelhante à de uma formação ferrífera de fácies óxido-silicato. A calcopirita, que aparentemente é mais tardia do que os óxidos e silicatos, pode ter sido depositada a partir destes mesmos fluidos, por um aumento da atividade do enxofre ou talvez por um novo pulso de fluido aquecido, rico em cobre.

Os fluidos portadores de CO<sub>2</sub>, por sua vez, devem ser em parte magmáticos, como indicado pelos dados isotópicos, e seriam os responsáveis pela formação de parte dos carbonatos



**Figura 6.1** – Modelo de geração do depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, mostrando as possíveis fontes dos fluidos, metais, calor e salinidade (baseado em Large 1992).



nas rochas fragmentárias. Estes fluidos podem ter igualmente contribuído com algum enxofre e outros elementos ao sistema hidrotermal, já que o CO<sub>2</sub> tem a capacidade de volatilizar grandes quantidades de metais dos magmas (Yang & Scott 1996). A associação diversificada de elementos químicos encontrada em Igarapé Bahia é também sugestiva de que fluidos provenientes de mais de uma fonte formaram o depósito.

#### **6.3.4 – Fonte de calor para os fluidos**

Conforme admitido no caso de outros depósitos exalativos, também em Igarapé Bahia o calor necessário para movimentar os fluidos deve ter sido gerado por uma intrusão sinvulcânica. Dado o grande tamanho e as altas temperaturas de formação do depósito, esta intrusão não deve ter sido um corpo subvulcânico do tipo sill ou dique, pois intrusões como estas são em geral pequenas, colocam-se em níveis relativamente rasos e perdem calor rapidamente. Entretanto, câmaras magmáticas maiores e mais profundas (Fig. 6.1), frequentemente alimentadas por novos pulsos de magma, são capazes de produzir altas temperaturas e movimentar células convectivas maiores, que coletam uma massa maior de metais. No caso do depósito gigante de Kidd Creek, no Canadá, por exemplo, Barrie *et al.* (1999) calcularam que a fonte de calor pode ter sido um corpo ultramáfico situado a 13-15 km abaixo do depósito.

#### **6.3.5 - Processos e condições de deposição do minério**

Os processos mais prováveis envolvidos na deposição do minério nas rochas fragmentárias seriam mistura de fluidos e resfriamento, já que os estudos microtermométricos mostraram evidências de ambos. Ao alcançarem a unidade fragmentária, os fluidos aquosos, bastante salinos, quentes ( $T > 400^{\circ}\text{C}$ ) e ricos em Fe, Cu e Au, acompanhados por fluidos portadores de CO<sub>2</sub>, misturaram-se provavelmente com águas de formação retidas nos poros do sedimento hospedeiro, sendo assim resfriados e diluídos. Neste processo, os metais e o CO<sub>2</sub> trazidos pelos fluidos precipitaram óxidos como magnetita, silicatos ferríferos (por interação com os sedimentos hospedeiros) e carbonatos. Uma parte do Cl dos fluidos ficou retida nos silicatos (anfíbolios, cloritas, ferropirosmalita), o que pode ter contribuído para a diluição das soluções. A calcopirita parece ter-se formado numa etapa posterior, talvez por um aumento na atividade do

cobre e do enxofre. É difícil, entretanto, definir até que ponto a textura intersticial da calcopirita é ainda uma feição primária preservada, indicando que ela cristalizou após os óxidos e silicatos, ou se representa uma remobilização metamórfica posterior, já que este mineral mostra, na maioria dos casos, evidências claras de deformação e estiramento

Os fluidos mineralizantes eram certamente ácidos ao atingirem as rochas fragmentárias - como ocorre com a maioria dos fluidos de *vents* submarinos (Scott 1997) ou fluidos hidrotermais (Skinner 1997) - mas durante a deposição prevaleceram condições de pH neutro a alcalino, conforme indicado pela quantidade considerável de clorita associada à mineralização e às vulcânicas basais. A presença de magnetita, Fe-clorita, siderita e, segundo Santos (2002), de pirrotita, combinada com a ausência de hematita no minério, indicam condições relativamente redutoras ( $fO_2$  entre  $10^{-35}$  e  $10^{-40}$  atm) e disponibilidade baixa a moderada de enxofre ( $fS_2$  em torno de  $10^{-10}$  e  $10^{-15}$  atm). A ocorrência de material carbonoso nos sedimentos e de  $CH_4$  nos fluidos, embora em pequenas quantidades, deve ter contribuído para o ambiente redutor e para uma produção adicional de enxofre reduzido para os sulfetos.

### **6.3.6 – A formação dos veios**

Os fluidos que circularam pelos veios tardios são em geral aquosos salinos, com temperaturas médias de 200 a 300°C. Os dados isotópicos mostram que estes fluidos continham componentes magmáticos, mas eram formados predominantemente por águas meteóricas. Sua salinidade alta, porém, pode ter sido em parte herdada de fonte não magmática. A escassez de óxidos de Fe nestes veios sugere que seus fluidos continham talvez menos ferro dissolvido ou eram mais enriquecidos em enxofre.

A mineralização também deve ter sido precipitada por mistura de fluidos e queda de temperatura, porém sob condições mais oxidantes do que nas rochas fragmentárias, já que houve formação de hematita especular em um dos casos. Sua substituição posterior por magnetita pode indicar uma mudança para condições mais redutoras ou um aumento na temperatura (Marschik & Fontboté 2001).

É provável que esta mineralização em veios tenha relação com os granitos anorogênicos proterozóicos de 1,88 Ga de idade. Veios semelhantes, contendo quartzo, calcopirita, carbonato, pirita, alguma magnetita e hematita, ocorrem em vários locais de Carajás, cortando rochas da

sequência Itacaiúnas e Águas Claras e chegando, em certos casos, a constituir depósitos de Cu-Au. Em situações como as de Gameleira e Breves, os veios situam-se próximo aos granitos proterozóicos (Lindenmayer *et al.* 2001; Xavier *et al.* 2003). No depósito de Águas Caras (Silva & Villas 1998), entretanto, os veios parecem ser distais como os de Igarapé Bahia, pois não ocorrem granitos nas suas imediações.

#### 6.4 – Conclusões

O depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia guarda forte semelhança com depósitos singenéticos do tipo VMS. Sua ocorrência num contexto vulcanossedimentar de idade arqueana e sua associação com atividade exalativa e vulcanismo máfico submarino estão entre as características que mais pesaram na definição do seu modelo genético. Também importantes são a forte alteração clorítica associada ao depósito e o caráter *strata-bound* da mineralização, hospedada numa unidade fragmentária de *debris flow* formada provavelmente junto a uma antiga falha de crescimento.

A mineralização em Igarapé Bahia ocorreu provavelmente por substituição penecontemporânea da matriz das rochas fragmentárias logo abaixo do fundo do mar. Quanto a este aspecto e à presença de uma mineralização de modo geral disseminada, Igarapé Bahia constitui uma variação do modelo VMS mais clássico.

Com relação a outras características como, por exemplo, a presença de fluidos mineralizantes altamente salinos, a escassez de pirita e os teores importantes de Au, U e ETRL associados ao minério, Igarapé Bahia assemelha-se mais aos depósitos da classe IOCG (ou Óxidos de Fe Cu-Au), considerados como epigenéticos e magmáticos. Entretanto, conforme Barton & Johnson (2000), fluidos salinos aquecidos e de fonte não magmática podem igualmente gerar depósitos ricos em óxidos de Fe, ouro, minerais de U, ETR e calcopirita e pobres em pirita, em função sobretudo da escassez de enxofre e da alta salinidade.

Durante a mineralização deve ter havido uma interação entre fluidos portadores de CO<sub>2</sub>, fluidos aquosos fortemente salinos, ricos em Fe, Cu e Au e pobres em S, e águas de formação contidas nos poros do depósito de *debris flow*. Os fluidos com CO<sub>2</sub> seriam em parte de origem magmática. Os aquosos salinos seriam fluidos convectivos não magmáticos, com uma salinidade

alta adquirida talvez por lixiviação de antigos evaporitos. O calor para o sistema seria gerado por um corpo intrusivo sinvulcânico, situado em profundidade.

Os processos responsáveis pela deposição do minério nas rochas fragmentárias devem ter sido mistura de fluidos e resfriamento, sob condições relativamente redutoras, pH neutro a alcalino e baixa a moderada fugacidade de enxofre.

Os veios mineralizados que cortam a área de Igarapé Bahia foram formados por fluidos aquosos igualmente salinos e predominantemente meteóricos, porém contendo componentes magmáticos. A salinidade pode ser de origem não magmática. A deposição dos minerais de minério nos veios foi também provocada por mistura de fluidos e queda de temperatura, mas em ambiente provavelmente mais oxidante do que o das rochas fragmentárias, pois houve formação de hematita. É provável que estes veios tenham uma relação genética com os granitos anorogênicos de 1,88 Ga.

## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES

#### 7.1 – O depósito de Igarapé Bahia e as rochas fragmentárias hospedeiras

O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia está hospedado num horizonte de rochas fragmentárias hidrotermalmente alteradas, tendo como encaixantes rochas de grau metamórfico baixo do Grupo Igarapé Bahia, pertencente à sequência vulcanossedimentar Itacaiúnas (Docegeo 1988), de idade neoarqueana (~2,7 Ga). À volta do depósito ocorrem rochas metassedimentares mais jovens, da Formação Águas Claras, cuja idade mínima é de 2,65 Ga (Dias et al. 1996). Um enxame de diques máficos indeformados, de 2,5 Ga (Ferreira Filho 1985), corta a área.

As rochas fragmentárias mineralizadas de Igarapé Bahia constituem um corpo aproximadamente tabular e concordante com suas encaixantes, que foi dobrado e verticalizado, mostrando em planta uma forma semicircular. As encaixantes do minério são rochas formadas em ambiente submarino, representadas por uma unidade inferior, na qual predominam lavas máficas, hialoclastitos e *BIFs* de fácies óxido, e uma sequência superior formada principalmente por metassedimentos turbidíticos.

As rochas fragmentárias são rochas heterolíticas, em geral matriz-suportadas, compostas por clastos angulosos a subarredondados principalmente de metabasaltos e *BIF* envoltos por uma matriz fina, levemente foliada, contendo calcopirita disseminada a localmente maciça, magnetita, clorita e siderita. Ouro, anfibólios ferríferos, estilpnomelano, quartzo, turmalina, apatita, cobaltita, molibdenita, bornita, digenita e minerais portadores de U e ETRL são componentes também importantes.

O caráter concordante da unidade fragmentária, a presença dominante nela de litoclastos da unidade basal, e sua associação com turbiditos que exibem frequentes feições de *slump* e desagregação, indicam que as rochas fragmentárias correspondem a um depósito singenético de *debris flow*, conforme sugerido anteriormente por Almada & Villas (1999) e Dreher & Xavier (2001), produzido por subsidência e colapso associados a falhamento ativo em ambiente de *rift*. A possível geração das rochas fragmentárias através de um evento epigenético de natureza

hidrotermal ocorrido em 2,5 Ga (Tallarico *et al.* 2002a) é contestada, pois as rochas fragmentárias não interceptam os metarenitos da Formação Águas Claras, que localmente recobrem o depósito e são mais antigos do que a idade acima referida.

## 7.2 – Fluidos mineralizantes e minerais portadores de Cl

Os fluidos representativos de três episódios hidrotermais que afetaram a área do depósito e suas vizinhanças foram analisados. O primeiro destes episódios foi anterior à mineralização das rochas fragmentárias, o segundo correspondeu ao evento de mineralização a Cu-Au destas rochas e o terceiro tem relação com a formação de veios portadores de uma mineralização a Cu-Au mais jovem, de baixo teor. Em todos os três casos, foram detectados fluidos aquosos contendo  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2 + \text{FeCl}_2$ , com salinidades que alcançam valores elevados (até 45-60%  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ ).

O primeiro evento hidrotermal não possui mineralização associada e corresponde a um episódio de cimentação aproximadamente contemporâneo à formação das *BIFs* de fácies óxido que se associam às lavas máficas do *footwall*. Os fluidos eram isentos de  $\text{CO}_2$ , inicialmente muito ricos em  $\text{FeCl}_2$  e de temperaturas altas ( $\sim 400^\circ\text{C}$ ), e foram sendo gradualmente misturados com fluidos mais diluídos e resfriados.

Os fluidos relacionados à mineralização principal de Igarapé Bahia, contidos numa cavidade de quartzo localizada dentro da rocha fragmentária, caracterizam-se pela coexistência de fluidos carbônicos ( $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ ), aquo-carbônicos de baixa salinidade (6%  $\text{NaCl}$ ) e aquosos de salinidade variada. As temperaturas de homogeneização (até  $330^\circ\text{C}$ ) obtidas são mais baixas do que as temperaturas ( $\geq 350^\circ\text{C}$ ) indicadas pelas paragêneses a ferroactinolita-hastingsita encontradas nas rochas mineralizadas, sugerindo que o quartzo da cavidade não aprisionou os fluidos mineralizantes mais precoces. A presença de  $\text{CO}_2$  é coerente com a ocorrência de carbonatos associados à mineralização.

Nos veios tardios os fluidos foram em geral aquosos, exibindo um padrão também indicativo de mistura, com os mais salinos mostrando temperaturas mais altas e os mais diluídos temperaturas mais baixas.  $\text{CO}_2$  puro foi detectado localmente em um dos veios.

Análises de microsonda feitas em anfibólios e cloritas encontrados na matriz das rochas fragmentárias acusaram a presença de Cl e composições muito ricas em Fe, comparáveis às de anfibólios e cloritas encontrados em formações ferríferas de fácies óxido-silicato. Os anfibólios

correspondem a ferroactinolitas e hastingsitas fortemente zonadas, com até 2,5% Cl e  $x_{Fe}=0,84$ , formadas a temperaturas  $\geq 350^{\circ}\text{C}$ . As cloritas são chamositas, com até 0,9% Cl e  $x_{Fe}=0,88$ . As composições destes minerais comprovam a alta temperatura, os teores elevados de Fe e a alta salinidade dos fluidos mineralizantes em Igarapé Bahia.

Fluidos salinos e minerais portadores de Cl associam-se também a outros depósitos de Cu-Au de Carajás, como Salobo, Pojuca Corpo Quatro, Gameleira, Cristalino, Sossego, Águas Claras e Breves. A salinidade alta na região tem sido geralmente atribuída a fluidos derivados de granitos, mas nem sempre a relação dos depósitos com granitos é evidente. O registro de fluidos salinos envolvidos em um evento não mineralizante, como aquele de cimentação associado à formação de BIFs na região, mostra que a salinidade em Carajás pode ter uma fonte não magmática, talvez ligada a evaporitos formados numa fase precoce de desenvolvimento do *rift* ensiálico no qual as rochas da sequência Itacaiúnas foram depositadas.

### 7.3 – Isótopos estáveis de C, S e O

O estudo de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em carbonatos que ocorrem nas rochas fragmentárias permitiu identificar nestes rochas a presença de carbono de origem profunda ( $\delta^{13}\text{C}$  de  $-6$  a  $-8\text{‰}$ ), provavelmente magmático, e de carbono de fonte orgânica ( $\delta^{13}\text{C}$  de  $-8$  a  $-13\text{‰}$ ). As sideritas, que correspondem aos carbonatos mais comuns nas rochas fragmentárias, exibem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  comparáveis aos de sideritas de formações ferríferas pré-cambrianas.

Os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  em calcopiritas das rochas fragmentárias mostram uma fonte magmática ou exalativa dominante para o enxofre, com participação mais subordinada de enxofre oxidado e de enxofre proveniente de redução bacteriogênica. A faixa de concentração de resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  ( $-2,1$  a  $+5,6\text{‰}$ ) é algo mais ampla do que, porém ainda coerente com, os padrões de depósitos vulcanogênicos e formações ferríferas sulfetadas arqueanas.

Os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  em magnetita e quartzo das rochas fragmentárias permitiram calcular uma temperatura média de  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  para os fluidos mineralizantes, consistente com a presença de ferroactinolita e hastingsita nas rochas mineralizadas. A composição isotópica calculada dos fluidos em equilíbrio com estes minerais mostrou valores enriquecidos em  $\delta^{18}\text{O}$ , de  $6,5$  a  $10,3\text{‰}$ , que podem indicar uma participação magmática ou uma interação com rochas sedimentares originalmente ricas em  $\delta^{18}\text{O}$ , sob temperaturas altas e baixa relação fluido / rocha.

O estudo de isótopos desenvolvido em carbonatos e em calcopirritas dos veios de Igarapé Bahia acusou a presença de C e S de origem magmática ( $\delta^{13}\text{C}$  médio de  $-7\text{‰}$  e  $\delta^{34}\text{S}$  de 0 a  $+4\text{‰}$ ). Os fluidos em equilíbrio com quartzo, magnetita e carbonatos destes veios mostraram temperaturas médias de 200 a  $300^{\circ}\text{C}$  e composições ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} \cong 0\text{‰}$ ) que indicam a participação dominante de águas meteóricas.

#### **7.4 – O modelo metalogenético para Igarapé Bahia.**

O depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia guarda forte semelhança com depósitos vulcanogênicos do tipo VMS. O contexto vulcanossedimentar e a presença de rochas exalativas como *BIFs* e *chert* e vulcânicas submarinas associadas ao depósito estão entre as características que mais pesaram na definição do modelo genético. Também importantes são a forte alteração clorítica relacionada ao depósito e o caráter *strata-bound* da mineralização, hospedada numa unidade fragmentária de *debris flow* formada provavelmente junto a uma antiga falha de crescimento.

A mineralização em Igarapé Bahia deve ter ocorrido por substituição penecontemporânea e *subsea-floor* da matriz das rochas fragmentárias, onde os turbiditos fariam o papel de uma capa selante do sistema. Quanto a este aspecto de substituição *strata-bound* e à presença de uma mineralização de modo geral disseminada, Igarapé Bahia constitui uma variação do modelo VMS mais clássico.

Com relação a outras características como, por exemplo, a presença de fluidos mineralizantes altamente salinos, a escassez de pirita e os teores importantes de Au, U e ETRL associados ao minério, Igarapé Bahia assemelha-se mais aos depósitos da classe IOCG (ou Óxidos de Fe Cu-Au), considerados como epigenéticos e magmáticos. Entretanto, segundo Barton & Johnson (2000), fluidos salinos e aquecidos, de fonte não magmática, podem igualmente gerar depósitos ricos em óxidos de Fe, Au, minerais de U, ETR e calcopirita e pobres em pirita, em função sobretudo da alta salinidade e escassez de enxofre.

A mineralização em Igarapé Bahia deve ter ocorrido por uma interação de fluidos portadores de  $\text{CO}_2$  com fluidos aquosos fortemente salinos ricos em Fe, Cu e Au e pobres em S, e destes com águas de formação contidas nos poros do depósito de *debris flow*. Os fluidos com  $\text{CO}_2$  seriam em parte de origem magmática. Os aquosos salinos poderiam ser não magmáticos,

com uma salinidade alta adquirida talvez por lixiviação de antigos evaporitos. O calor para o sistema seria gerado por um corpo intrusivo sinvulcânico, situado em profundidade.

Os processos responsáveis pela deposição do minério nas rochas fragmentárias devem ter sido mistura de fluidos e resfriamento, sob condições relativamente redutoras, pH neutro a alcalino e baixa a moderada fugacidade de enxofre.

Os veios mineralizados que cortam a área de Igarapé Bahia foram formados por fluidos aquosos, igualmente salinos e predominantemente meteóricos, porém contendo componentes magmáticos. A salinidade pode da mesma forma ser de origem não magmática. A deposição dos minerais de minério nos veios foi também neste caso provocada por mistura de fluidos e queda de temperatura, mas em ambiente provavelmente mais oxidante do que o das rochas fragmentárias, pois houve formação de hematita. É provável que estes veios tenham uma relação genética distal com os granitos anorogênicos de 1,88 Ga.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Al-Assam I.S., Taylor B.E., South B.S. 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Isotope Geoscience*, **80**:119-125.

Almada M.C.O. 1998. *O corpo Acampamento Sul do depósito Bahia, Carajás: características geológicas e fluidos hidrotermais*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. Tese de Mestrado, 99p.

Almada M.C.O. & Villas R.N.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:579-592.

Althoff A.M.R., Villas R.N., Giuliani G. 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará: evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochimica Brasiliensis*, **8**(2):135-155.

Amaral G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. Subprovíncia Carajás. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.) *O pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, pp.8-11.

Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, 7º Congresso Latino Americano de Geologia, Belém, PA. *Anais*, pp.324-333.

Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará*. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 136 p.

Bailey S.W. 1980. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: Bailey S.W. (ed.) *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. *Reviews in Mineralogy*, **19**:347-403.

Baker T. 1988. Alteration, mineralization, and fluid evolution at the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, NW Queensland, Australia. *Economic Geology*, **93**:1213-1236.

Barreira C.F., Soares A.D.V., Ronzê P.C. 1999. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. *Boletim de Resumos Expandidos*, pp.136-139.

Barrett T.J. & MacLean W.H. 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: Lentz D.R. (ed.) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada. *Short Course Notes*, **11**:433-467.

Barrie C.T., Cathles L.M., Erendi A. 1999. Finite element heat and fluid-flow computer simulations of a deep ultramafic sill model for the giant Kidd Creek volcanic-associated massive sulfide deposit, Abitibi Subprovince, Canada. In: Hannington M.D. & Barrie T. (eds.) *The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada*. *Economic Geology Monograph* **10**:529-540.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Barton M.D. & Johnson D.A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, **24**:259-262.

Barton M.D. & Johnson D.A. 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.43-60.

Beaty D.W. & Taylor H.P. 1982. Some petrologic and oxygen isotopic relationships in the Amulet Mine, Noranda, Quebec, and their bearing on the origin of Archean massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **77**(1): 95-108.

Beaty D.W., Taylor H.P., Coad P.R. 1988. An oxygen isotope study of the Kidd Creek, Ontario, volcanogenic massive sulfide deposit: evidence for a high  $^{18}\text{O}$  ore fluid. *Economic Geology*, **83**(1):1-17.

Beaudoin G. & Taylor B.E. 1993. MILES laser microprobe. Part 2: preliminary assessment of precision and accuracy of sulphur isotope analysis. In: Current Research, Part D, *Geological Survey of Canada, Paper*, **93**-ID:199-204.

Beaudoin G. & Taylor B.E. 1994. High precision and spatial resolution sulfur isotope analysis using MILES laser microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58** (22):5055-5063.

Becker R.H. & Clayton R.N. 1972. Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **36**:577-595.

Beisiegel W.R., Bernardelli A.L., Drumond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geologia*, **3**:215-242.

Bocalon V.L.S. 1997. *Caracterização da mineralização primária de Cu-Au da mina do Igarapé Bahia, Carajás, PA*. CCT- UNISINOS, São Leopoldo, RS. Tese de Mestrado, 120p.

Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:683-684.

Bottinga Y. & Javoy M. 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**: 250-265.

Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier. Amsterdam. 162p.

Cameron E.M. 1982. Sulphate and sulphate reduction in early Precambrian oceans. *Nature*, **296**:145-148.

Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.

Chen H.S. 1972. *The thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrate*. MSc.Thesis, Syracuse University, New York, 86p.

Clayton R.N. & Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**:43-52.

Collins P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, **74**:1435-1444.

Cordeiro A. 1999. Pesquisa mineral: panorama atual da CVRD na Amazônia. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. *Boletim de Resumos Expandidos*, pp.80-83

Costa U.R., Barnett R.L., Kerrich R. 1983. The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a seafloor brine pool-evidence from geochemistry. *Economic Geology*, **78**: 1144-1203.

Costa U.R., Barnett R.L., Kerrich R. 1984. The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a seafloor brine pool-evidence from geochemistry-a reply. *Economic Geology*, **79**:1953-1955.

CVRD 2000. *Mapa geológico escala 1:12.500 de Igarapé Bahia e secções verticais* (inédito).

Daleffe D.L. 2001. Brechas mineralizadas: parâmetros de classificação e aplicação ao depósito de Cu-Au de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. *Relatório Final de Iniciação Científica*. IG-UNICAMP, Campinas, SP, 16p

Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff E.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. In: II International Symposium on Granites and Associated Mineralization, *Excursion Guide*, pp.135-142.

Dardenne M.A., Ferreira Filho C.F., Meirelles M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **1**:363-372.

Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Editora Universidade de Brasília, Brasília, pp.46-78.

Davidson G.J. & Large R.R. 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita*, **29**:208-223.

Delaney J.R., Mogk D.W., Mottl M.J. 1987. Quartz-cemented breccias from the mid-Atlantic ridge: samples of a high-salinity hydrothermal upflow zone. *Journal of Geophysical Research*, **92**(B9):9175-9192.

de Ronde C.E.J., Channer D.M.R., Spooner E.T.C. 1997. Archaean fluids. In: de Wit M.J. & Ashwal L.D. (eds.) *Greenstone belts*. Clarendon Press, Oxford, pp.309-335.

Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircão de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SBG, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Boletim de Resumos Expandidos*, pp.376-379.

Ding K. & Seyfried W.E. 1992. Determination of Fe-Cl complexing in the low pressure supercritical region (NaCl fluid): iron solubility constraints on pH of seafloor hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**:3681-3692.

Docego 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA. *Anexo dos Anais, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais*, 165p.

Dreher A.M. & Xavier R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas do depósito de Igarapé Bahia, Carajás. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. 1996. Introduction. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds.) *Geology of Canadian mineral deposits types*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, **8**:1-7.

Einsele G. 1991. Submarine mass flow deposits and turbidites. In: Einsele G., Ricken W., Seilacher R. (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, pp.313-339.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás / SE do Pará – Folha Araguaia*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Nota Explicativa, 27p.

Ferreira Filho C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás*. UnB-Universidade de Brasília, DF. Tese de Mestrado, 112 p.

Floran R.J. & Papike J.J. 1978. Mineralogy and petrology of the Gunflint iron formation, Minnesota-Ontario: correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade. *Journal of Petrology*, **19**(part 2):215-288

Fonseca L.R., Rigon J.C., Gonzalez R. 1984. Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco, Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. In: SBG, 2º Symposium Amazônico, *Anais*, pp.355-357.

Franklin J.M. 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits. In: Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. *Geological Association of Canada. Special Paper*, **40**:315-334.

Franklin J.M. 1996. Volcanic-associated massive sulphide base-metals. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds.) Geology of Canadian mineral deposits types. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, **8**:158-183.

Friedman I. & O'Neil J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer M. (ed.) Data of geochemistry. Sixth Edition. *U.S. Geological Survey Professional Paper* **440-KK**:1-12.

Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O., Perdahl J-A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews*, **12**:1-34.

Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Galarza M.A.T. & Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T.(eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 153-168.

Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2002a. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb,S,C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB. *Anais* p.493.

Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2002b. Geocronologia e evolução crustal das sequências vulcanossedimentares hospedeiras dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB. *Anais* p.519.

Galley A.G., Watkinson, D.H., Jonasson I.R., Riverin G. 1995. The subsea-floor formation of volcanic-hosted massive sulfide: evidence from the Ansil deposit, Rouyn-Noranda, Canada. *Economic Geology* **90**:2006-2017.

Ghandi S.S. & Bell R.T. 1996. Kiruna/Olympic Dam-type iron, copper, uranium, gold, silver. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds.) Geology of Canadian mineral deposits types. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, **8**:513-522.

Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201-211.

Goodfellow W.D., Lydon J.W., Turner R.J.W. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (Sedex) Zinc-Lead-Silver sulphide deposits. In: Kirkham R.V., Sinclair W.D., Thorpe R.I., Duke J.M. (eds.) Mineral deposit modeling. *Geological Association of Canada. Special Paper*, **40**:315-334.

Goodwin A.M., Monster J., Thode H.G. 1976. Carbon and sulfur abundances in Archean iron-formations and early Precambrian life. *Economic Geology*, **71**: 870-891.

Groves D.I. & Vielreicher N.M. 2001. The Phalaborwa (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group? *Mineralium Deposita*, **36**:189-194.

Guimarães I.G. 1987. *Petrologia da formação ferrífera na área Salobo 3a – Província Mineral de Carajás, PA*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP. Dissertação de Mestrado, 99p.

Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I. 1999a. Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part I. North, central, and south orebodies. In: Hannington M.D. & Barrie T.(eds.) The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph*, **10**:163-224.

Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I. 1999b. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part II. The bornite zone. In: Hannington M.D. & Barrie T.(eds.) The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph*, **10**:225-266

Hey M.H. 1954. A review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30** (224):277-292.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA, *Anais*, **1**:100-109.

Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu, U, Au, REE) deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.

Hodgson C.J. 1989. Uses (and abuses) of ore deposit models in mineral exploration. In: Garland G.D. (ed.) *Proceedings of Exploration '87*, Spec. Vol.3, Ontario Geological Survey, Toronto, p. 40.

Hoefs J. 1987. *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 241p.

Hoppe A, Schobbenhaus C., Walde D.H.G. 1987. Precambrian iron formation in Brazil. In: Appel P., Laberge G. (eds.) *Precambrian iron formations*. Theophrastus, Atenas, pp.347-390.

Huhn S.B. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa M.L. & Angélica R.S. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém. FINEP/SBG, pp.143-160.

Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999a. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos Expandidos*, pp.463-466.

Huhn S.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999b. Descoberta do depósito Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, pp.140-143.

Hulbert L. 1996. Serra da Onça Complex: Assessment of Platinum-group element potential, Geological Survey of Canada, Mission Report, 10p.

Huston D.L. 1999. Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. In: Barrie C.T. & Hannington M.D. (eds.) *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Reviews in Economic Geology*, **8**:157-179.

Huston D.L. & Cas R. 2000. Shallow water volcanic-hosted massive sulfide deposits: how common they are? In: Gemmell J. B. & Pongratz J. (eds.) *Volcanic environments and massive sulfide deposits. International Conference and Field Meeting, CODES, Tasmania. Program and Abstracts*, pp.93-95.

Ito E. & Anderson A.T. 1983. Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman rise: petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **82**:371-388.

Jiang S.-Y., Palmer M.R., Slack J.F., Leitch C.H.B. 2000. Cl-rich scapolite and biotite from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. In: Lydon J.W., Höy T., Slack J.F., Knapp M.E.

(eds) The geological environment of the Sullivan deposit, British Columbia. Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division. *Special Publication No.1*:791-803.

Jolly W.T. 1978. Metamorphic history of the Abitibi Belt. *Geological Survey of Canada Paper*, **78-10**:63-78.

Kamineni D.C., Bonardi M., Rao A.T. 1982. Halogen-bearing minerals from Airport Hill, Visakhapatnam, India. *American Mineralogist*, **67**:1001-1004.

Kheang L. 1984. Magmatic water/sea water mixing in an Archean hydrothermal system related to the formation of Millenbach Cu-Zn deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, *Program Abstracts 9*, p.78.

Klein C. & Fink R.P. 1976. Petrology of the Sokoman iron formation in the Howells River area, at the western edge of the Labrador Trough. *Economic Geology*, **71**:453-487.

Klein C. 1978. Regional metamorphism of Proterozoic iron-formations, Labrador Trough, Canada. *American Mineralogist*, **63**:898-912.

Klein C. 1983. Diagenesis and metamorphism of Precambrian iron-formations. In: Trendall A.F. & Morris R.C. (eds.) *Iron formation facts and problems*. Elsevier, Amsterdam, pp.417-469.

Kranidiotis P., MacLean W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Mattagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**:1898-1911.

Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**:277-279.

Laird J. 1988. Chlorites: metamorphic petrology. In: Bailey S.W. (ed.) *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. *Reviews in Mineralogy*, **19**:405-453.

Lambert I.B., Donnelly T.H., Dunlop J.S.R., Groves D.I. 1978. Stable isotopic compositions of early Archean sulphate deposits of probable evaporitic and volcanogenic origins. *Nature*, **276**:808-811.

Lambert I.B. & Donnelly T.H. 1990. The paleoenvironmental significance of trends in sulphur isotope compositions in the Precambrian: a critical review. In: Herbert H.K. & Ho S.E. (eds.) *Stable isotopes and fluid processes in mineralization*. University of Western Australia. *Publication No.23* pp.260-268.

Large R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, **87**:471-510.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, **9**:623-651.

Leitch C.H.B. & Lydon J.W. 2000. Fluid inclusion petrography and microthermometry of the Sullivan deposit and surrounding area. In: Lydon J.W., Höy T., Slack J.F., Knapp M.E. (eds.) *The geological environment of the Sullivan deposit, British Columbia*. Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division. *Special Publication 1*, pp:617-632.

Li C. & Naldrett A.J. 1993. High chlorine alteration minerals and calcium-rich brines in fluid inclusions from the Strathcona deep copper zone, Sudbury, Ontario. *Economic Geology*, **88**: 1780-1796.

Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: SBG, 37<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia. *Resumos Expandidos*, **2**:33-34.

Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):257-268.

Lindenmayer Z.G. & Teixeira J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: Silva M. & Misi H. (eds.) *Base-metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, MG, pp. 33-45.

Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatski A.C. 2001a. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. DNPM/ADIMB. Brasília, pp.81-139.

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001b. Considerações sobre a origem das formações ferrífera da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1):21-28.

Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**:157-204.

Lydon J.W. 1996. Sedimentary exhalative sulphides (Sedex). In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (eds.) *Geology of Canadian mineral deposits types*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, **8**:130-152.

Macambira E.M.B., Vale A.G., Jorge João X.S., Andrade J.B.F, Araújo E.S., Serfaty S. 1997. Estratigrafia. In: Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) *São Félix do Xingu Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará.. Escala 1:250.000*. CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 37-93.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997a. *São Félix do Xingu Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000*. CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 344 p.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997b. Geologia regional. In: Macambira E.M.B. & Vale A.G. (org.) *São Félix do Xingu Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará.. Escala 1:250.000*. CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp. 29-36.

Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações geocronológicas e geotectônicas. In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG, *Anais* p.463.

Macambira E.M.B. & Ferreira Filho C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 105-114.

Macambira J.B. 1992. Os possíveis microfósseis na Formação Carajás. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia 37. São Paulo. *Resumos* 1:483-484.

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-288.

Macambira M.J.B. & Lancelot J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Reviews*, 38:1134-1142.

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1999. Geological evolution of the Carajás Metallogenic Province based on geochronological data: A review. In: Second South American Symposium on Isotope Geology, *Acta*, pp.481-483.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.

Mark G, Oliver N.H.S., William, P.J., Valenta R.K., Crookes R.A. 2000. The evolution of the Ernest Henry Fe-oxide-(Cu-Au) hydrothermal system. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation. Adelaide, pp.123-136.

Marschik R. & Fontboté L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, **96**(8):1799-1826.

Martini S.L. 2001. Geologia dos depósitos minerais de Carajás. CPRM / Serviço Geológico do Brasil. Relatório de Progresso I (texto). *Relatório Interno*. 60p.

Martini S.L. 2002. Para cada depósito um possível tipo adequado: comparação entre conceitos, atributos e tipos de depósitos metálicos das classificações dos Serviços Geológicos do Canadá, dos Estados Unidos e da Colúmbia Britânica. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. *Relatório Interno*, 19p.

Martini S.L. 2003. Geologia dos depósitos minerais de Carajás. CPRM / Serviço Geológico do Brasil. Relatório de Progresso II (texto). *Relatório Interno*. 77p.

Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**:1131-1140.

McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, **18**:849-857.

McKibben M.A. & Hardie L.A. 1997. Ore-forming brines on active continental rifts. In: Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third Edition. John Wiley, New York, pp.877-935.

McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. CODES. 198p.

Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Cato W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **5**:2164-2174.

Meireles E.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil*, Volume III. Metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. DNPM, Brasília, pp. 547-557.

Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:41-50.

Mougeot R., Respaut J.P., Briquet L., Ledru P., Milesi J.P., Lerouge C., Marcoux E., Huhn S.B., Macambira M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil) In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Anais*, **7**:321-324.

Munhá J., Barriga F.J.A.S., Kerrich R. 1986. High  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: geologic,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and D/H evidence from the Iberian Pyrite belt; Crandon, Wisconsin; and Blue Hill, Maine. *Economic Geology*, **81**(3):530-552.

Muñoz J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Bailey S.W. (ed.) *Micas. Reviews in Mineralogy*, **13**:469-494.

Nisbet B., Cooke J., Richards M., Williams C. 2000. Exploration for iron oxide copper gold deposits in Zambia and Sweden: comparison with the Australian experience. In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.297-308.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.

Nunes A.R., Rego J.L., Meireles H.P., Tallarico J.B.C., Silva P.E.L., Siqueira J.B., Stevannato R., Ferreira F.J.J. 2001. A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*. CD-ROM..

Oberti R., Ungaretti L., Cannillo E., Hawthorne F.C. 1993. The mechanism of Cl incorporation in amphibole. *American Mineralogist*, **78**:746-752.

Oen I.S. & Lustenhouwer W.J. 1992. Cl-rich biotite, Cl-K hornblende, and Cl-rich scapolite in metaexhalites: Nora, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, **87**:1638-1648.

Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and Carbon isotopes. In: Barnes H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley, Third Edition, pp.517-612.

Oliveira E.P., Winter C., Sachs L., Batista J.J., Figueiredo B., Foster R. 1993. Limiting factor in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental areas: implication to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. In: SBGq, 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, *Anais*, pp.20-22.

Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Serra Pelada Folha SB.22-X-C. Estado do Pará*. Programa PLGB, CPRM / Serviço Geológico do Brasil, Brasília.

Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**:229-254.

Oreskes N. & Einaudi M.T. 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, **87**:64-90.

Pan Y., Fleet M.E., Barnett R.L., Chen Y. 1993. Pyrosmalite in Canadian Precambrian sulfide deposits: mineral chemistry, petrogenesis and significance. *The Canadian Mineralogist*, **31**:695-710.

Perry E.C. & Tan F.C. 1972. Significance of oxygen and carbon isotope variations in Early Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **83**:647-664.

Perry E.C., Tan F.C., Morey G.B. 1973. Geology and stable isotope geochemistry of the Biwabik iron formation, northern Minnesota. *Economic Geology*, **68**:1110-1125.

Peter J.M. & Scott S.D. 1999. Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world's largest Besshi-type deposit. In: Barrie C.T. & Hannington M.D. (eds.) Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, **8**:261-295.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SC. *Boletim de Resumos*, **2**:390-391.

Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, no bordo leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:597-606.

Pollard P. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.27-41

Porter T.M. 2000. Hydrothermal iron-oxide copper-gold & related deposits. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.3-5.

Ramdohr P.1980. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon press, Oxford. 1207p.

Ramos J.F.F., Moura C.A.V., Melo C.V., Pereira J.L., Serique J.S.C.B., Rodrigues R.M. 1984. Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ. *Anais*, **2**:862-872.

Réquia K. 1995. *O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará*. Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, SP. Dissertação de Mestrado, 115p.

Réquia K. & Fontboté L. 2000. The Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás, Northern Brazil. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.225-236.

Reynolds L.J. 2000. Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE deposit. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.93-104

Ribeiro A.M. 1989. *Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, Pará*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. Tese de Mestrado, 134p.

Ribeiro A.M. & Villas R.N.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da sequência Bahia, Carajás, Pará. In: SBG, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN. *Anais*, **3**:1193-1204.

Ripley E.M. & Ohmoto H. 1979. Oxygen and hydrogen isotopic studies of the ore deposition and metamorphism at the Raul mine, Peru. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**:1633-1643.

Robert F, Poulsen K.H., Dubé B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In: Gubins A.G. (ed.). Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. *Proceedings of Exploration '97*, pp.209-220.

Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SP. *Boletim de Resumos*, **1**:183-184.

Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, **12**, 644p.

Rollinson H.R. 1995. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longmans. England., 352p.

Ronzê P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.191-202.

Rye R.O., Roberts R.J., Snyder W.S., Lahusen G.L., Motica J.E. 1984. Textural and stable isotope studies of the Big Mike cupriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Pershing County, Nevada. *Economic Geology*, **79**(1):124-140.

Saccocia P.J. Ding K., Berndt M.E., Seewald J.S., Seyfried W.E. 1994. Experimental and theoretical perspectives on crustal alteration at mid-ocean ridges. In: Lentz D.R. (ed.) *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada. *Short Course Notes*, **11**:403-431.

Sachs L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil*. Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, SP. Dissertação de Mestrado, 142p.

Sachs L.L.B. & Batista J.J. 1994. O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero de Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil. In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camporiú, SC. *Anais*, 1:306-308.

Sangster D.F. 1999. Volcanic-exhalative massive sulfide deposits. In: Silva M.G. & Misi A. (eds.) *Base metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM. Belo Horizonte, MG, pp.13-15.

Santos B.A. 1981. *Amazônia. Potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

Santos M.G.S. 2002. *Estudo dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, PA. Tese de Mestrado, 121p.

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymski R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília.

Scott S.D. 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In: Barnes H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley, New York, pp.797-875.

Seyfried W.E., Berndt M.E. Janecky D.R. 1986. Chloride depletions and enrichments in seafloor hydrothermal fluids: constraints from experimental basalt alteration studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**:469-475.

Seyfried W.E., Ding K., Berndt M.E., Chen X. 1999. Experimental and theoretical controls on the composition of mid-ocean ridge hydrothermal fluids. In: Barrie C.T. & Hannington M.D. (eds.) Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, **8**:181-200.

Sharpe R. & Gemmel J.B. 2001. Alteration characteristics of the Archean Golden Grove Formation at the Gossan Hill deposit, Western Australia: induration as a focusing mechanism for mineralizing hydrothermal fluids. *Economic Geology*, **96**:1239-1262

Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, Glasgow. 239p.

Shikazono N. & Kawahata H. 1987. Compositional differences in chlorite from hydrothermally altered rocks and hydrothermal ore deposits. *Canadian Mineralogist*, **25**:465-474.

Silva C.M.G. & Villas R.N.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):315-326.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 (Araguaia) e parte da SC.22 (Tocantins)*. Levantamento de Recursos Naturais, v. 4, Projeto Radam, DNPM, Rio de Janeiro, p. 13-143.

Siqueira J.B., Rego J.L., Aires Filho B. 2001. Relações entre coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás / PA). In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Skinner B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Barnes H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley, New York, pp 1-29.

Soares A.D.V., Ronzê P.C., Santos M.G.C., Leal E.D., Barreira C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás, PA. In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*, pp.144-147.

Spry P.G., Peter J.M., Slack J.F. 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore. In: Spry P.G., Marshall B., Vokes F.M. (eds.) *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology*, **11**:163-201.

Stakes D. & Vanko D.A. 1986. Multistage hydrothermal alteration of gabbroic rocks from the failed Mathematician ridge. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **70**:75-92.

Sterner S.M., Hall D.L., Bodnar R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions V: solubility relations in the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**:989-1005.

Sutec / CVRD 1996. Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica. *Relatório interno*.

Suwa K., Enami M., Horiuchi T. 1987. Chlorine-rich potassium hastingsite from west Ongul Island, Lutzow-Holm bay, East Antarctica. *Mineralogical Magazine*, **51**:709-714.

Tallarico F.H.B., Rego, J.L., Oliveira C.G. 1998. A mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia – Carajás: um depósito da classe Óxido de Fe (Cu-U-Au-ETR). In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG. *Resumos*, p. 116.

Tallarico F.H.B., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2):230-233.

Tallarico F.H.B. 2002. Occurrence of ilvaite in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **32**(1):149-152.

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2002a. Shrimp II U-Pb constraints on the age of the Igarapé Bahia Fe-Oxide Cu-Au-(U-REE) mineralisation, Carajás copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Olympic Dam-type deposit. In: SBG, 41<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB. *Anais*, p222.

Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Rego J.L., Nunes A.R. 2002b. Geology and Shrimp II U-Pb geochronology of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) mineralisation: Evidence of Paleoproterozoic (1.88 Ga) metallogeny in the Carajás copper-gold belt, Brazil. In SBG, 41<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB. *Anais* p222.

Tassinari C.G.C., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31th. International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 41-95.

Taylor B.E. 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C,H, and S. *Reviews in Mineralogy*, **16**:185-225.

Taylor B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Kyser T.K. (ed.) *Short course in stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. Mineralogical Association of Canada, Toronto, **13**:337-445.

Taylor B.E. & Beaudoin G. 1993. MILES laser microprobe. Part 1: system description. In: *Current Research, Part D. Geological Survey of Canada*, Paper **93-ID**:191-198.

Taylor B.E. 2001. Laser-assisted microanalysis of the sulphur isotope reference materials using the SF<sub>6</sub> method: calibration of the sulphur isotope reference scale and consistent discrepancies with SO<sub>2</sub>-based measurements. *International Atomic Energy Agency, Vienna*. TECDOC.

Tazava E. 1999. *Mineralização de Au-Cu-(± ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, MG. Dissertação de Mestrado, 81p.

Tazava E, Oliveira C.G., Gomes N.S. 1999. Ocorrência de ferropirosmalita nas brechas mineralizadas do depósito de Au-Cu (± ETR-U) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):345-348.

Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.203-212.

Teixeira J.B.G. & Egglar D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron ore deposit, Serra dos Carajás, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:71-114.

Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. Shrimp zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.

Tucker M.E. 1981. *Sedimentary petrology: an introduction*. Blackwell, Oxford, 252p.

Villas R.N.N. & Galarza M.A. 2001. As brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Carajás: dados geoquímicos e de isótopos estáveis de carbono e enxofre. In: Sociedade Brasileira de Geologia, 7<sup>o</sup> Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos, CD-ROM*.

Villas R.N.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.

Villas R.N.N., Galarza M.A.T., Almada M.C.O., Viana A.S., Ronzê P.C. 2001. Geologia do depósito Igarapé Bahia / Alemão, Província Carajás, Pará. In: Jost H., Brod J.A., Queiroz E.T. (eds.) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*, DNPM/ADIMB, Brasília, DF, pp.215-240.

Vokes F.M. 2000. Ores and metamorphism: introduction and historical perspectives. In: Spry P.G., Marshall B., Vokes F.M. (eds.) *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology*, **11**:1-18.

Volfinger M., Robert J.-L., Vielzeuf D., Neiva A.M.R. 1985. Structural control of OH-bearing silicates (micas and amphiboles). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**:37-48.

Von Damm K.L. 1990. Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **18**:173-204.

Wanhainen C., Broman C, Martinsson O. 2003. The Aitik Cu-Au-Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids. *Mineralium Deposita*, Abstract 10.1007/s00126-003-0363-2.

Williams-Jones A. & Samson I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: applications to fluid inclusions. *Canadian Mineralogist*, **28**:299-304.

Williams P.J. & Skirrow R.G. 2000. Overview of iron oxide-copper-gold deposits in the Curnamona province and Cloncurry district (Eastern Mount Isa Block), Australia. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp105-122.

Winter C. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil*. Department of Geology, University of Southampton, UK. PhD thesis, 300p.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. Jr. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granites, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:195-200.

Xavier R.P. & Dreher A.M. 2001. Carbon isotopic composition of carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province (PA), northern Brazil. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, PA. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Xavier R.P., Dreher A.M., Carvalho E.R., Rego J.L., Nunes A.R. 2002. The fluid regime in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB. *Anais*, p.411.

Xavier R.P., Araújo C.E., Dreher A.M., Nunes A.R., Rego J.L. 2003. Fluid evolution in the Paleoproterozoic intrusion-related Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: SBG, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*, CD-ROM.

Xu G. 2000. Fluid inclusions with NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O composition from the Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia. *Lithos*, **53**:21-35.

Yang K. & Scott S.D. 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, **383**:420-423.

Yardley B.W.D., Banks D.A., Barnicoat A.C. 2000. The chemistry of crustal brines: tracking their origins. In: Porter T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.61-70.

Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30** (1):30-38.



**ANEXO I**

**TABELAS DE DADOS MICROTERMOMÉTRICOS**



<b>TABELA 4.1</b>														
<b>DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS</b>														
<b>Litoclasto de BIF brechado (amostra L) BAH F 345 / 197,70m</b>														
Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Tf FeCl2	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na/Ca
T-1	1	10	-50	-21.5		142,1				23.4				
T-2	1	5	-46	-22.9		140,7								
T-3	1	10	-44	-23.0		140,9								
T-4	1	5		-17.4		142,1				20.5				
T-5	1	10	-50	-24.1		144,6								
T-6	1	10	-43	-18.9						21.6				
T-7	1	10	-44	-22.6										
T-8	1	10	-50	-23.0										
T-11	1	5		-22.4		137,7								
T-12	1	5	-50	-24.2		123,2								
U-21	1	5		-17.2						20.4				
V-4	1	10		-12.5						16.4				
V-7	1	10		-11.8						15.8				
V2-3	1	10	-47	-23.3	11,7	140,4								
V2-4	1	10	-42	-22.1		142,8								
V2-8	1	10	-50	-2.7						4.5				
V2-9	1	10	-50	-3.0	-21.4	166,4				5.0	5	5,1	0	1,00
V2-10	1	15		-2.8		171,0				4.6				
V2-11	1	5		-2.7		152,6				4.5				
V2-13	1	10	-50	-23.1	15,1									
V2-17	1	10		-3.1						5.1				
<b>Média</b>						<b>145</b>								
<b>Intervalo</b>		<b>5 a 10</b>	<b>-42 a -50</b>	<b>-3 a -24</b>		<b>123 a 171</b>				<b>5 a 23</b>				

TABELA 4.1 (cont.)

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Litoclasto de B/F brechado (amostra L) BAH F 345 / 197,70m

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Tf FeCl2	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
T-9	2A	15	-50	-26.8			143,2							
T-10	2A	10	-44	-25.8			140,4							
T-13	2A	15		-24.1			128,5							
T-14	2A	10		-24.3			121,1							
T-16	2A	10		-23.5			135,6							
U-22	2A	10	-52	-24.0										
V2-1	2A	10	-51	-23.1	20,0		142,0							
V2-2	2A	10	-50	-23.2	6,5			169,6		30,5	32	25	7	0,72
V2-5	2A	15	-40	-21.9	10,6		130,0	188,8		31,3	33	31	2	0,85
V2-6	2A	15	-40	-20.9										
V2-7	2A	15	-50	-23.5			128,0							
V2-11a	2A	20		-22.5				225,9		33,2	35	28	7	0,80
V2-12	2A	10		-23.2										
V2-14	2A	15						236,9						
V2-15	2A	15						291,4						
V2-16	2A	20		-22.0	-3.1		168,5							
<b>Média</b>							<b>137</b>	<b>223</b>		<b>32</b>	<b>33</b>			<b>0,79</b>
<b>Intervalo</b>		<b>10 a 20</b>	<b>-40 a -52</b>	<b>-21 a -27</b>			<b>121 a 169</b>	<b>170 a 291</b>		<b>31 a 33</b>	<b>32 a 35</b>			<b>0.72 a 0.85</b>

TABELA 4.1 (cont.)

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Litoclasto de BIF brechado (amostra L) BAH F 345 / 197,70m

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th (SLV-SL)	Tf H	Tf FeCl2	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
U-2	2B	40					100,2		490,0					
U-3	2B	50					113,6							
U-4	2B	30					111,8							
U-5	2B	30	-36.9				117,8							
U-6	2B	30	-38.1				123,4							
U-7	2B	35	-55				125,9							
U-8	2B	25	-38.6				127,0							
U-9	2B	40	-60				100,5							
U-10	2B	30	-36.2				124,8							
U-11	2B	30					123,2							
U-13	2B	40	-58				120,0							
U-15	2B	40					131,6							
U-16	2B	20					130,6							
U-17	2B	20					144,8							
U-20	2B	50						510,0						
V-8	2B	45	-60	-36.2										
V-9	2B	40	-60	-36.9										
V1-18	2B	40	-50	-40.0										
V1-19	2B	35	-60	-42.0										
V1-26	2B	40	-50	-42.7										
V1-27	2B	30	-50	-39.0										
V3-1	2B	35	-60	-41.0			128,2	442,3	488,0	52,3	56	51	5	0,90
V3-2	2B	40	-58	-39.6			128,9	411,3	487,9	48,7	53	45	7,5	0,86
V3-3	2B	40	-58				120,3	413,1	481,0					
V3-4	2B	40	-62	-39.6			128,1							
V3-5	2B	35					110,7	381,6	446,1					
V3-6	2B	45		-38.9			108,3	417,7		49,4	53	46	7	0,87
V3-7	2B	50	-65	-41.0			126,0	384,0	445,8	45,7	50	40	10	0,82
V3-8	2B	45	-55	-42.0			122,7	380,0		45,3	49	38	11	0,80
V3-9	2B	40	-56				123,5	386,2						
V3-10	2B	50	-63	-40.8										
<b>Média</b>							<b>122</b>	<b>402</b>	<b>478</b>	<b>48</b>	<b>52</b>			<b>0,85</b>
<b>Intervalo</b>		<b>20 a 50</b>	<b>-50 a -65</b>	<b>-36 a -43</b>			<b>100 a 145</b>	<b>380 a 442</b>	<b>446 a 510</b>	<b>45 a 52</b>	<b>49 a 56</b>			<b>0.82-0.90</b>

TABELA 4.2

## DADOS MICROTERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Cavidade de quartzo (amostra C) BAH F 353 / 194,20m

Inclusão	Tipo	Prench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
B-11	1	10	-50	-22.2	0,7	189,4							
B-12	1	20		-22.0		158,3							
B-13	1	20		-21.5		172,3			23.4				
B-25	1	10	-58	-21.8		174,8			23.6				
N-1	1	5	-45	-4.8					7.6				
N-2	1	10		-3.2					5.3				
N-8	1	5	-48	-3.1					5.1				
N-9	1	20		-11.7	-21,8	180,6			15.7	15,6	14,4	1,2	0,90
N-11.	1	40	-45	-21.3	-23.8				23.2	22,7	16	6,7	0,72
N-15.	1	20		-12.8					16.7				
N-26.	1	10		-9.0					12.8				
O-3.	1	10	-65	-9.7					13.6				
O-4	1	5	-60	-19.5	-14.7				22.0	24,3	24,3	0	1,00
O-12	1	20	-43	-5.8					8.9				
O-13	1	25		-8.6					12.4				
O-15	1	15		-5.4					8.4				
O-20	1	10		-8.2					11.9				
O1-1	1	5	-65	-46.4		138,6							
O1-3	1	5				138,5							
O1-6	1	5		-42.7									
O1-7	1	10				109,6							
O1-8	1	10	-63	-45.7									
P-1.	1	10	-50	-5.9					9.1				
P-4.	1	20	-55	-9.4					13.3				
P-11	1	5	-60	-18.2					21.1				
P-24	1	10	-65	-42.9									
<b>Média</b>						<b>158</b>							
<b>Intervalo</b>		<b>5 a 25</b>	<b>-43 a -65</b>	<b>-3 a -46</b>		<b>110 a 189</b>			<b>5 a 23</b>	<b>16 a 24</b>			<b>0.72 a 1.00</b>

TABELA 4.2 (cont.)

## DADOS MICROTERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Cavidade de quartzo (amostra C) BAH F 353 / 194,20m

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
B-4	2A	30	-70	-43.6									
B-12a	2B	30	-60	-36.3									
B-16	2A	25				125,0	167,5		30,4				
B-18	2B	50				130,1							
B-22	2B	45		-36.8		127,1	301,4		38,3	45	32	13	0,73
B-22a	2A	20	-50	-38.3		132,4	300,7		38,2	45	31	14	0,70
B-26	2A	20	-60	-21.2		131,7							
B-27	2A	40				190,5	330,0		40,6				
B-28	2A	40	-60	-21.9		137,5	305,3		38,6	40	36	4	0,90
B-30	2A	40		-21.6									
D-2	2A	20	-50	-19.2									
D-3	2A	30	-53	-23.7									
D-4	2A	30		-20.2									
D-30	2A	10	-55	-31.9									
D-31	2A	10	-54	-20.0									
N-6	2A	20	-48	-19.8									
N-7	2A	25	-45	-20.2									
O1-2	2A	10	-70	-46.9		113,5	130,0		28,9	34	8	26	0,26
O1-2a	2A	10	-60			122,1	132,0		29,0				
O1-9	2A	10	-62	-29.3	22,3								
O1-10	2A	10	-63	-37.0									
O1-11	2A	10	-72	-42.0									
O1-12	2B	20	-65	-19.2									
O1-13	2A	10	-65	-33.7									
P-7	2A	20		-19.1									
P-13	2A	10	-60	-21.0		110,7	259,4		35,3	35	35	0	1,00
P-14	2A	20	-48	-22.1	11,3	46.5 *	291,3		37,5	38	36	2	0,94
P-16	2A	20	-45	-20.0	2,1								
P-17	2A	20	-50	-20.5	25,1								
P-18	2A	25		-22.9									
P-19	2A	25											
P-21	2A	30		-22.8									
P-22	2A	15		-20.2		219,6	301,8		38,3	38	38	0	1,00
P-23	2A	20		-19.2	14,6	136,5	262,8		35,5	36	35	1	0,97
<b>Média</b>						<b>129</b>	<b>244</b>			<b>38</b>			
<b>Intervalo</b>		<b>10 a 50</b>	<b>-45 a -72</b>	<b>-19 a -47</b>		<b>111 a 220</b>	<b>131 a 330</b>		<b>29 a 41</b>	<b>32 a 45</b>			<b>0,26 a 1,00</b>

TABELA 4.3

## DADOS MICROTHERMOMETRICOS: INCLUSOES AQUOSAS

Veio BAH F 332 / 231, SOm (cortando F. Aguas Claras)													
Inclusão	Tipo	Preencho	Te	Tfg	TfHH	Th (LV-L)	Th(SLV-5L)	TfH	Sai%NaCl	Sai% Total	NaCl	CaCl2	Na/Ca
K-1	1	10	-45	-5.5					8.5				
K-2	1	5		-5.7					8.8				
K-4	1	5		-21.9					23.6				
K-5	1	10		-18.4					21.3				
K-9	1	10	-40	-17.6					20.7				
K-12	1	5		-6.1					9.3				
K-13	1	10		-8.6					12.4				
K-15	1	5		-23.6									
K-16	1	5	-47	-22.5									
K-17	1	5	-45	-22.6									
K-18	1	10	-45	-22.5									
K-19	1	10	-45	-21.8					23.6				
K-21	1	10		-1.4					2.4				
K-22	1	10		-17.0					20.2				
K-28	1	5		-10.3					14.3				
K-29	1	10		-9.9					13.8				
K-30	1	10		-8.5					12.3				
K-31	1	10	-45	-22.0									
L-4a	1	10	-60	-25.7									
L-4b	1	10				124.0							
L-6	1	5	-52	-23.4									
L-8	1	5	-55	-18.1	-23.1	137.2			21.0	22	19.8	1.1	0.95
L-9	1	10	-57	-21.6	-23.3	130.1			23.4	23	22.1	1.3	0.93
L-10	1	5		-16.3		142.7			19.7				
L-11	1	10		-25.1									
L-12	1	5	-52	-23.4	-26.0					24	19.9	4.5	0.82
L-12a	1	15		-24.5	-28.6					24	7.4	16.1	0.33
L-13	1	10		-18.1	-23.5	135.1			21.0	21	19.5	1.3	0.91
L-13a	1	5	-50	-8.5	-20.8				12.3	12	12.4	0	1.00
L-14	1	10	-54			138.6							
L-18	1	10	-60	-21.5	-28.0				23.4	22	7.6	14.4	0.36
L-19	1	5		-11.3	-25.9				15.3	15	12.5	2.7	0.79
L-20	1	5	-57	-24.4	-25.8					25	20.8	4.2	0.84
M-1	1	5	-53	-19.2	-24.2				21.8	22	19.7	1.9	0.92
M-2	1	10	-53	-19.5	-25.6				22.0	22	18.3	3.4	0.83
M-3	1	10	-48	-21.1					23.1				
M-4	1	5	-50	-20.7					22.8				
M-5	1	10	-55	-6.3	-24.5				9.6	10	8.8	1.0	0.92
M-13	1	10	-50	-10.1					14.0				
M-14	1	10		-16.0					19.4				
Média						135							
Intervalo		5 a 10	-40 a-60	-1 a -26	-21 a -26	124 a 143			2 a 23	10 a 25			0.33 a 1.00

TABELA 4.3 (cont.)													
DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS													
Veio BAH F 332 / 231,80m (cortando F. Águas Claras)													
Inclusão	Tipo	Preench.	Te	Tfg	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Sal%/NaCl	Sal%Total	NaCl	CaCl2	Na/Ca
K-6	2A	20	-45	-22.7									
K-7	2A	10	-46	-22.3									
K-8	2A	10	-43	-22.8									
K-11	2A	10		-22.3									
L-1	2A	20	-61	-27.6	-2.1	117,8	199,1	31,8	35	22,5	13	0,62	
L-2	2A	30		-25.3									
L-3	2A	15	-64	-26.6	15	121,6	163,2	30,2	33	19	14	0,58	
L-4	2A	15	-56	-25.9		123,8							
L-5a	2A					117,2	220,6	33,0					
L-7	2A	15	-60	-25.8	-27.1		170,1	30,5	33	21	12,5	0,62	
L-7a	2A	30					254,7	35,0					
L-10a	2A	25					212,8	32,5					
L-15	2A	10	-50	-31.7		116,0							
L-16	2A	10	-50	-26.2		119,5							
M-6	2A	15	-55		-27.0								
M-9	2A	15	-55	-25.6									
M-10	2A	15	-55	-25.4									
M-15	2A	25	-50	-20.0									
<b>Média</b>						<b>119</b>	<b>203</b>	<b>33</b>	<b>34</b>				
<b>Intervalo</b>		<b>10 a 30</b>	<b>-43 a -61</b>	<b>-20 a -32</b>	<b>-2 a -27</b>	<b>116 a 124</b>	<b>163 a 255</b>	<b>31 a 35</b>	<b>33 a 35</b>				<b>0.58 a 0.62</b>

TABELA 4.4

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Veio BAH F 332 / 286,45m (cortando F. Águas Claras)

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th (SLV-SL)	Tf H	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
R-21	1	10	-45	-25.6									
Q-1	2B	25	-63	-34.0		97,2	519,8		62,5				
Q-2	2B	25	-60	-34.2		82,1	481,1		57,2	60	59	1	0,99
Q-3	2B	15	-63	-33.1	-16.6	100,0							
Q-4	2B	35	-61	-27.4	-1.1	104,0	249,2		34,6	38	26	12,5	0,70
Q-5	2B	15	-60	-28.0		112,0							
Q-6	2B	15	-60	-31.9		120,6	401,4		47,6	51	44	7	0,87
Q-9	2B	20	-57	-38.5		105,3	432,4		51,1	54	48	6	0,89
Q-10	2B	30		-34.3		111,7	372,0		44,5	48	39	9	0,82
Q-11	2B	15					487,7		58,1				
Q-12	2B	25				120,1	410,2		48,6				
Q-12a	2B	40	-57	-34.5	1,0								
Q-13	2B	25	-60			87,8	406,6		48,2				
Q-14	2B	15	-55	-35.3		107,1	326,6		40,3	46	34	12	0,76
Q-15	2B	15	-58			115,0	115,2						
R-16	2B	10	-55	33.6		116,3							
R-17	2B	45	-57			82,4							
R-19	2B	45	-58	-38.1									
Média						<b>104</b>							
Intervalo		<b>10 a 45</b>	<b>-55 a -63</b>	<b>-27 a -39</b>	<b>-1 a -17</b>	<b>82 a 121</b>	<b>115 a 519</b>		<b>35 a 63</b>	<b>38 a 60</b>			<b>0.70 a 0.99</b>

TABELA 4.5													
DADOS MICROTERRMOMETRICOS: INCLUSÕES													
Velo BAH F 382 / 273,35m (cortando rocha fragmentária mineralizada)													
Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tfg	TfHH	Th (L.V.L)	Th(SLV-SL)	TfH	Sai% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
G-1	1	10	-40	-11.8					15.8				
G-3	1	10	-45	-12.1					16.1				
G-6	1	5	-45	-17.5					20.6				
H-1	1	5	-47	-17.0		104.8			20.2				
H-2	1	10	-40	-18.8		107.1			21.5				
H-6	1	10		-19.3					21.9				
H-7	1	10		-21.0		98.6			23.0				
H-8	1	10		-17.7					20.7				
H-11	1	5	-45	-18.7		110.2			21.5				
H-16	1	5	-43	-19.2					21.8				
H-17	1	5	-46	-21.1					23.1				
1-5	1	5	-40	-19.5					22.0				
1-6	1	5	-36	-16.5					19.8				
1-12	1	5		-15.9					19.4				
1-15	1	5		-16.4					19.8				
1-16	1	5	-39	-15.2	-20.2	125.6			18.8	19	18.7	0	1.00
1-17	1	10	-40	-21.3					23.2				
1-22	1	10	-40	-18.3					21.2				
1-24	1	10		-21.5					23.4				
1-30	1	10	-45	-23.0	-23.0					24	23.3	1.2	0.95
1-31	1	5		-16.2					19.6				
J-1	1	10	-45	-13.6		111.4			17.4				
J-2	1	5		-16.7		108.6			20.0				
J-5	1	10	-60	-19.0	-22.2				21.7	21	18.7	2.7	0.87
J-6	1	5	-50	-17.2	-22.7				20.4	20	16.4	3.6	0.85
J-7	1	10		-16.8		134.1			20.1				
J-8	1	10	-40	-22.4		162.3							
J-9	1	10	-60	-20.9	-22.6				23.0	23	18.8	3.8	0.86
J-10	1	5	-35	-13.0					16.9				
J-11	1	5		-11.0	-19.2				15.0	15	15	0	1.00
J-12	1	5	-55	-11.2	-17.1				15.2	17			
J-13	1	10	-45	-15.6		121.8			19.1				
J-16	1	5	-40	-14.8	-22.6				18.5	18	15.1	3.1	0.80
J-17	1	10	-40	-12.7	-18.4				16.6				
J-18	1	10		-16.6	-21.0				19.9				
J-22	1	10		-22.2									
J-23	1	5		-17.8					20.8				
J-24	1	5	-47	-20.5	-20.5				22.7				
J-25	1	5	-46	-17.8					20.8				
Média						118							
Intervalo		5 a 10	-36 a -60	-11 a -23	-17 a -23	99 a 162			15 a 23	15 a 24			0.80 a 1.00

TABELA 4.5 (cont.)

## DADOS MICROTERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Veio BAH F 382 / 273,35m (cortando rocha fragmentária mineralizada)

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	SaI% NaCl	SaI% Total	NaCl	CaCl <sub>2</sub>	Na / Ca
G-2	2A	15	-45	-23.4									
G-5	2A	15	-47	-22.5									
G-9	2A	15	-46	-18.1									
H-3	2A	10	-47	-21.4		101,2							
H-4	2A	15		-19.0									
H-5	2A	15	-44	-23.6		100,6							
H-9	2A	15	-43	-20.4		105,8							
H-10	2A	15		-22.7									
H-12	2A	10		-20.5									
H-14	2A	10	-40	-22.5		108,8							
H-15	2A	20	-44	-17.8		79,2		173,9	30,6				
I-4	2A	25	-42	-24.8									
I-7	2A	10	-35	-22.5									
I-14	2A	5	-39	-21.8									
I-25	2B	30	-43	-22.5									
I-27	2A	20		-21.3									
I-28	2A	10		-21.9									
I-32	2B	15	-44	-24.3	10,6		103,7						
I-33	2A	15		-20.7		78,4		233,6	33,7				
I-34	2B	25	-55	-24.5		106,8							
I-35	2B	25	-45	-24.0		98,9		197,3	31,7	33	24	9	0,73
I-36	2A	15	-44	-23.1									
J-15	2A	10	-40	-16.0				382,8	45,6				
J-19	2A	10		-17.1									
J-20	2A	15	-40	-23.1									
J-27	2B	30	-45	-23.9				395,3	46,9	49	45	4	0,92
J-28	2B	40	-47	-15.8				210	32,4				
<b>Média</b>						<b>98</b>							
<b>Intervalo</b>		<b>5 a 40</b>	<b>-35 a -55</b>	<b>-16 a -25</b>		<b>78 a 109</b>		<b>174 a 395</b>	<b>31 a 47</b>	<b>33 a 49</b>			<b>0.73 a 0.92</b>

TABELA 4.6

## DADOS MICROTERMOMETRICOS: INCLUSOES AQUOSAS

Velo BAH F 382 / 315, 70m (cortando rocha fragmentária mineralizada)

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tfg	TfHH	Th (L.V.L)	Th(SLV-5L)	Tf H	SaIOlo NaCl	SaIOlo	NaCl	CaCl2	Na /Ca
E-1	1	10	-42	-8.5		152.1			12.3				
E-2	1	15	-47	-8.8		150.3			12.6				
E-5	1	15	-41	-8.5					12.3				
E-6	1	10	-55	-9.3		159.6			13.2				
E-8a	1					160.4							
E-8	1	15	-45	-7.6		148.8			11.2				
E-15	1	10	-48	-4.0					6.4				
E-16	1	5				169.2							
E-24	1	10	-42	-8.8		192.2			12.6				
E-25	1	10	-48	-7.7					11.3				
E-27	1	10	-50	-9.0		144.5			12.8				
E-28	1	5	-44	-9.0					12.8				
E-29	1	10	-46	-8.2					11.9				
E-31	1	10	-45	-8.2					11.9				
F-3	1	5	-43	-7.9		153.9			11.6				
F-3a	1	5				153.8							
F-4	1	10	-43	-6.5					9.9				
F-10	1	10	-45	-7.7					11.3				
F-11	1	10				181							
F-11 a	1	10				189.1							
F-16	1	10	-43	-6.1					9.3				
F-20	1	5	-43	-24.2									
F-21	1	5	-44	-24.9									
F-23	1	5				132.7							
F1-3	1	10	-50	-23.3	-23.7	140.3			24	22.9	1.7		0.95
F1-6	1	5	-55	-23.4		140							
F1-7	1	10	-50	-23.4									
F1-8	1	15				136.2							
F1-11a	1	10	-55	-22.1	-25.1	142.3			23.8	24	20.6	3.1	0.87
F1-12	1	5	-58	-24.8									
F1-20	1	10	-55	-23.1	5								
F1-21	1	10	-55	-23.9	-25.8					25	20.5	4.2	0.86
F1-22	1	10	-45	-23.1	4.2								
F1-23	1	10	-50	-23.4									
F1-24	1	10	-50	-23.7	-25.4					25	21.1	3.6	0.90
Média						156							
Intervalo		5 a15	-41 a-58	-4 a -25	-24 a -26	133 a 192			6 a 23	24 a 25			0.86 a 0.95

TABELA 4.6 (cont.)

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Veio BAH F 382 / 315,70m (cortando rocha fragmentária mineralizada)

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
E-3	2A	10	-45	-21.0			148,7						
E-9	2A	20	-49	-24.1				246,3	34,5	37	29	8	0,80
E-10	2A	30	-43	-25.0									
E-11	2A	20	-46	-24.9			163,7						
E-13	2A	15	-43	-24.7									
E-14	2A	10		-22.9									
E-17	2A	10	-43	-23.9			163,6						
E-18	2A	10	-46	-24.4			163,6						
E-19	2A	10	-44	-24.5			175						
E-19a	2A	20		-23.6				283,5	36,9	39	32,5	7	0,83
E-21	2A	30		-23.4									
E-22	2A	20	-45	-25.3									
E-23	2A	20	-43	-24.8									
E-26	2A	15	-44	-22.2			130,3						
E-30	2A	10	-45	-24.2									
F-1	2A	10	-47	-24.1	15,3								
F-2	2A	10	-46	-22.1									
F-5	2A	10	-45	-23.1									
F-6	2A	10	-44	-23.6									
F-7	2A	20	-51	-24.1				200,3	31,9	34	25	9	0,75
F-8	2A	20	-43	-24.6									
F-12	2A	20	-46	-23.4			164,6						
F-13	2A	10	-42	-22.6									
F-14	2A	10	-41	-22.9			172,5						
F-15	2A	25						320	39,8				
F-17	2A	15					164,5						
F-18	2A	15	-46	-25.3			118,2	198,6	31,8	34	23	11	0,69
F-19	2A	10	-46	-24.8									
F-22	2A	15					126,8						
F-25	2A	30						292,2	37,6				
F1-1	2A	20	-60	-23.6	5,3		131,7	214,3	32,6	34	26,5	7,5	0,78
F1-2	2A	20	-40	-21.2	15,4		128,1	223,3	33,1	35	32	3	0,90
F1-2a	2A	10	-50	-22.5			129,4	193,2	31,5	33	27	6	0,83
F1-4	2A	15	-50	-22.8			143,2						
F1-5	2A	15	-50	-22.8	10		131,7	192	31,5	33	26	7	0,80
F1-9	2A	10	-50	-22.0			135,8						
F1-11	2A	15	-50	-23.0	18,5		142,3						
F1-18	2A	20		-28.1									
F1-19	2B	25	-60	-27.1	18								
Média							145	236	35	35			
Intervalo		10 a 30	-40 a -60	-21 a -28			118 a 173	192 a 320	32 a 40	33 a 39			0,69 a 0,90

TABELA 4.7

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS

Veio BAH F 375 / 237,00m (cortando dique de diabásio)

Inclusão	Tipo	Prench%	Te	Tf g	Tf HH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Tf H	Sal% NaCl	Sal% Total	NaCl	CaCl <sub>2</sub>	Na / Ca
W-18	1	10	-48	-24.2									
W-19	1	10		-22.5									
W-20	1	10	-48	-23.8									
W1-1	1	15	-53	-8.4					12.2				
W1-2	1	5		-8.6					12.4				
W1-3	1	5		-8.9					12.7				
W1-4	1	5		-19.7					22.2				
W1-7	1	10	-54	-17.2					20.4				
W1-11	1	15	-60	-20.0					22.4				
W1-22	1	5	-60	-23.5									
W2-1	1	10	-52	-26.5	-31.6	154,8				25	5	20	0,21
W2-2	1	10	-55		-32.6	153,6							
W2-3	1	10	-50	-24.3									
W2-4	1	10	-54	-19.2	-30.1	167,1			21.8	22	5	17	0,25
W2-6	1	10	-60	-24.4	-35.2					23	3	20	0,15
W2-7	1	10	-60	-23.0		150,5			17.4				
W2-8	1	10	-60	-13.6		172,4							
W2-11	1	10				142,1			23.0				
W2-13	1	10	-60	-20.9	-33.0					22	2,5	19,5	0,14
W2-20	1	5				136,5			22.0				
W2-21	1	10	-58	-19.4	-27.8	163,9				22	6	16	0,28
W2-23	1	10	-60	-23.2									
W2-27	1	10			-27.0								
<b>Média</b>													
<b>Intervalo</b>		<b>5 a 15</b>	<b>-48 a -60</b>	<b>-8 a -27</b>	<b>-27 a -33</b>	<b>137 a 172</b>			<b>12 a 23</b>	<b>22 a 25</b>			<b>0.14 a 0.28</b>

TABELA 4.7 (cont.)													
DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES AQUOSAS													
AMOSTRA V5 (Veio, BAH F 375 / 237,00m)													
Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf g	THH	Th (LV-L)	Th(SLV-SL)	Th	Sal% NaCl	Sal% total	NaCl	CaCl2	Na / Ca
W1-12	2A	10	-50	-45.7									
W1-17	2A	5	-58	-24.9									
W1-23	2A	5	-60	-28.9									
W2-5	2A	20					115,9						
W2-10	2A	15	-53	-32.6			126,5	206,1	32,2	36	19	17	0,55
W2-17a	2A	10	-55				126,2	183,7	31,1				
W2-19	2A	15		-22.4			160,1						
W2-26	2A	15						288,9	37,3				
W2-28	2A	20						419,0					
W2-31	2A	15	-60	-23.7				233,2	33,7	36	28	8	0,78
<b>Média</b>													
<b>Intervalo</b>		<b>5 a 20</b>	<b>-50 a -60</b>	<b>-22 a -46</b>			<b>116 a 160</b>	<b>184 a 419</b>	<b>31 a 37</b>	<b>36</b>			<b>0.55 a 0.78</b>

TABELA 4.8

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS : INCLUSÕES CARBÔNICAS E AQUO-CARBÔNICAS

Cavidade de quartzo (amostra C) BAH F 353 / 194,20m

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf CO2	Tf g	Tf HH	Tf cl	Th CO2 (L)	Sal%NaCl
A-1	3A	40		-57.5	-7.7			13,4	5,7
A-2	3B	100		-57.6				6,4	
A-3	3A	80		-57.5				9,0	
A-4	3A	70		-57.8				-0,6	
A-6	3B	100		-57.8				6,9	
A-8	3A	85		-57.9				8,0	
A-9	3A	90		-57.6				5,6	
A-10	3B	100		-57.7				7,1	
A-17	3A	95		-57.8				3,5	
A-18	3A	95		-57.6				4,0	
A-24	3B	100		-57.6				5,4	
A-25	3B	100		-57.9				-2,2	
A-26	3A	85		-57.6				7,4	
A-28	3A	95		-56.8				-4,7	
A-29	3B	100		-58.3				0,8	
A-30	3B	100		-57.5				-4,3	
B-6	3B	100		-57.8				8,6	
B-7	3B	100		-58.0				8,7	
B-10	3B	100		-58.1				-4,3	
B-20	3A	30						30,9	
B-21	3B	100		-57.4				9,1	
B-31	3A	35		-57.7	-29.7	8,0			
C-1	3A	60		-57.4	-8.8		6,6	7,9	6,3
C-2	3A	80		-57.0				6,3	
C-3	3B	100		-57.4				6,4	
C-4	3A	40		-57.3				11,5	
C-5	3A	20		-57.2				28,7	
C-6	3A	45		-57.2				18,6	
C-7	3A	20		-57.3				22,8	
D-7	3A	80		-56.9				4,2	
D-8	3A	70		-57.2				11,0	
D-9	3A	90		-57.1				3,5	
D-10	3B	100		-57.7				1,3	

TABELA 4.8 (cont.)

## DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS : INCLUSÕES CARBÔNICAS E AQUO-CARBÔNICAS

Cavidade de quartzo (amostra C) BAH F 353 / 194,20m

Inclusão	Tipo	Preench%	Te	Tf CO2	Tf g	Tf HH	Tf cl	Th CO2 (L)	Sal%NaCl
D-11	3B	100		-57.6				14,9	
D-12	3B	100		-57.5				9,7	
D-13	3A	40		-56.8				3,9	
D-15	3B	100		-57.6				3,4	
D-18	3A	60		-57.6				11,1	
D-19a	3A	20						13,0	
D-21	3B	100		-57.5				4,2	
D-22	3B	100						11,0	
D-23	3B	100						8,3	
D-24	3A	70						9,5	
D-25	3A	80		-57.7				4,9	
D-26	3A	90						10,4	
D-27	3A	80		-57.3				6,9	
D-29	3B	100						4,3	
N-3	3A	90		-57.0				4,3	
N-18	3B	100		-56.9				6,0	
N-19	3B	100		-57.2				4,8	
N-20	3A	95		-56.8				1,5	
N-21	3A	70		-56.5				3,5	
N-22	3A	70		-56.9				1,0	
N-23	3B	100		-57.0				9,4	
N-25	3B	100		-57.3				14,8	
N-28	3A	80		-56.4				12,1	
O-2	3A	60		-57.1				20,8	
O-6	3A	60		-56.6	-8,4			7,4	6,1
O-10	3B	100		-56.7				9,6	
O-11	3A	90		-56.9				-8,2	
O-14	3B	100		-57.0				1,0	
O-16	3B	100		-57.2				10,6	
O-19	3B	100		-56.9				3,9	
O-21	3A	25		-56.7	-9,5				6,7
<b>Média</b>									
<b>Intervalo</b>		<b>20 a 100</b>		<b>-58.3a-56.4</b>				<b>-8.2 a 30.9</b>	<b>6 a 7</b>

<b>TABELA 4.9</b>										
<b>DADOS MICROTHERMOMÉTRICOS: INCLUSÕES CARBÔNICAS E AQUO-CARBÔNICAS</b>										
<b>Veio BAH F 382 / 273,35m (cortando rocha fragmentária mineralizada)</b>										
<b>Inclusão</b>	<b>Tipo</b>	<b>Preench%</b>	<b>Te</b>	<b>Tf CO2</b>	<b>Tf g</b>	<b>Tf HH</b>	<b>Tf cl</b>	<b>Th CO2(L)</b>	<b>Sal% NaCl</b>	
I-1	3A	25		-56,4				29,6		
I-2	3B	100		-56,5				0,5		
I-3	3A	60		-56,4				3,5		
I-9	3A	70		-56,4				5,2		
I-11	3A	20		-56,4				25		
I-18	3A	90		-56,4						
I-20	3A	50		-56,4				12,1		
I-21	3A	95		-56,4				-1,8		
I-26	3A	30		-56,7				11,8		
I-29	3B	100		-56,4						
J-3	3A	60	-45	-56,4				-4,6		
<b>Média</b>				<b>56,4</b>						
<b>Intervalo</b>		<b>20 a 100</b>		<b>-56.4 a -56.7</b>				<b>-4.6 a 29.6</b>		



## **ANEXO II**

### **TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS E CLORITAS**



TABELA 4.10a												
ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS DE IGARAPÉ BAHIA												
AMOSTRA BAH F 353 / 196.20 m												
Pto. análise	P1	P2	P4	P5	P6	P7 (1b)	P8 (1c)	P9	P10 (2b)	P11 (2c)	P12	
SiO2	38,40	40,31	45,74	40,43	39,83	39,44	47,72	42,08	39,50	40,02	40,55	
TiO2	0,75	0,12	0,16	0,29	0,48	0,07	0,16	0,26	0,38	0,54	0,22	
Al2O3	11,07	7,86	4,11	9,97	10,81	10,35	4,14	8,24	9,75	10,29	9,60	
Cr2O3	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,06	0,01	0,00	0,02	
FeO	27,48	31,33	30,92	27,44	27,18	28,74	26,43	27,97	28,05	27,14	28,44	
MnO	0,95	0,31	0,32	0,85	1,08	1,01	0,47	0,74	0,91	0,61	0,99	
MgO	3,18	2,32	3,43	3,37	3,53	3,13	6,00	3,87	3,34	4,07	3,51	
CaO	11,31	11,08	11,02	11,24	11,41	11,04	11,64	11,35	11,22	11,65	11,23	
Na2O	1,51	1,44	0,65	1,02	1,37	1,56	0,47	1,07	1,64	1,22	1,22	
K2O	0,89	1,04	0,59	1,03	0,90	0,84	0,40	1,02	0,77	0,93	0,98	
Cl	1,78	2,02	1,02	1,67	1,55	1,68	0,75	1,68	1,68	1,39	1,65	
F	0,08	0,07	0,00	0,09	0,18	0,22	0,10	0,13	0,24	0,24	0,15	
Sub-total	97,45	97,90	97,96	97,40	98,35	98,09	98,29	98,47	97,49	98,10	98,56	
O=Cl,F	0,44	0,49	0,23	0,41	0,43	0,47	0,21	0,43	0,48	0,41	0,44	
Total	97,01	97,41	97,73	96,99	97,92	97,62	98,08	98,04	97,01	97,69	98,12	

Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênicos

TSi	6,195	6,584	7,256	6,481	6,324	6,309	7,370	6,685	6,379	6,357	6,436	
TAI	1,805	1,416	0,744	1,519	1,676	1,691	0,630	1,315	1,621	1,643	1,564	
TFe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Soma em T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
CAI	0,301	0,098	0,025	0,366	0,349	0,262	0,124	0,229	0,236	0,285	0,233	
CCr	0,006	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,008	0,001	0,000	0,003	
CFe3+	0,751	0,738	0,615	0,694	0,722	0,970	0,396	0,615	0,737	0,700	0,883	
CTi	0,091	0,015	0,019	0,035	0,057	0,008	0,019	0,031	0,046	0,065	0,026	
CMg	0,765	0,565	0,811	0,805	0,835	0,746	1,381	0,916	0,804	0,963	0,830	
CFe2+	2,957	3,542	3,487	2,984	2,888	2,875	3,018	3,101	3,052	2,906	2,892	
CMn	0,130	0,043	0,043	0,115	0,145	0,137	0,061	0,100	0,124	0,082	0,133	
Soma em C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
BCa	1,955	1,939	1,873	1,931	1,941	1,892	1,926	1,932	1,941	1,983	1,910	
BNa	0,045	0,061	0,127	0,069	0,059	0,108	0,074	0,068	0,059	0,017	0,090	
Soma em B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
ANA	0,427	0,395	0,073	0,248	0,363	0,376	0,067	0,262	0,455	0,359	0,285	
AK	0,183	0,217	0,119	0,211	0,182	0,171	0,079	0,207	0,159	0,188	0,198	
Soma em A	0,610	0,612	0,192	0,458	0,545	0,548	0,146	0,468	0,614	0,547	0,484	
CCI	0,487	0,559	0,274	0,454	0,417	0,455	0,196	0,452	0,460	0,374	0,444	
CF	0,041	0,036	0,000	0,046	0,090	0,111	0,049	0,065	0,123	0,121	0,075	
Soma Cátis.	15,610	15,612	15,192	15,458	15,545	15,548	15,146	15,468	15,614	15,547	15,484	
Soma Oxiq.	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	
<b>Nome</b>	<b>Hasting</b>	<b>Fe Eden</b>	<b>Fe Hbl</b>	<b>Fe Tsch</b>	<b>Hasting</b>	<b>Hasting</b>	<b>Fe Hbl</b>	<b>Fe Hbl</b>	<b>Hasting</b>	<b>Hasting</b>	<b>Fe Tsch</b>	<b>Fe Tsch</b>
Fet/(Fet+Mg)	0,829	0,883	0,835	0,820	0,812	0,838	0,712	0,802	0,825	0,789	0,820	
Mg/(Mg+Fe)	0,206	0,138	0,189	0,212	0,224	0,206	0,314	0,228	0,209	0,249	0,223	



TABELA 4.10b

## ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS DE ICARAPÉ BAHIA

## AMOSTRA BAH F 353 / 223.62 m

Pto. análise	P13 (5c)	P14 (5b)	P15	P16	P17	P18	P19 (6b)	P20	P21	P22	P23 (6c)	P24
SiO <sub>2</sub>	37,50	50,83	48,13	48,12	50,45	50,73	50,07	50,19	50,19	37,11	36,69	36,54
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,15	0,16	0,16	0,16	0,19	0,04	0,09	0,09	0,11	0,02	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,22	0,96	2,16	1,62	0,95	0,98	0,97	0,96	0,96	11,00	11,18	11,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00
FeO	33,23	30,40	32,70	33,26	31,14	29,58	30,81	30,19	30,19	33,65	33,28	33,84
MnO	0,46	0,42	0,32	0,43	0,38	0,46	0,35	0,32	0,32	0,68	0,68	0,92
MgO	0,74	4,59	2,75	3,00	4,48	4,49	4,27	4,49	4,49	0,41	0,30	0,04
CaO	10,95	11,33	10,66	10,63	11,13	11,26	11,31	11,39	11,39	11,16	11,11	11,30
Na <sub>2</sub> O	1,66	0,04	0,21	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	1,66	1,81	2,00
K <sub>2</sub> O	1,13	0,18	0,21	0,17	0,11	0,13	0,10	0,22	0,22	0,87	0,91	0,90
Cl	2,41	0,18	0,58	0,40	0,19	0,19	0,20	0,18	0,18	2,03	2,03	2,21
F	0,09	0,08	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,04	0,07	0,06
Sub-total	98,51	99,19	97,88	97,88	99,02	97,93	98,14	98,06	98,06	98,76	98,14	99,02
O=Cl,F	0,58	0,07	0,13	0,10	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04	0,47	0,49	0,52
Total	97,93	99,12	97,75	97,78	98,98	97,86	98,09	98,02	98,02	98,29	97,65	98,50

Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênios

Nome	Hasting	Fe Act	Hasting	Hasting	Hasting	Fe Act	Fe Act							
TSi	6,176	7,802	7,583	7,555	7,738	7,875	7,778	7,805	7,805	6,066	6,053	6,025	7,725	7,725
TAI	1,824	0,174	0,401	0,300	0,172	0,125	0,178	0,176	0,176	1,934	1,947	1,975	0,204	0,204
TFe3+	0,000	0,024	0,016	0,145	0,090	0,000	0,045	0,019	0,019	0,000	0,000	0,000	0,072	0,072
Soma em T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,162	0,000	0,000	0,000	0,000	0,055	0,000	0,000	0,000	0,187	0,229	0,178	0,000	0,000
CCr	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0,005	0,008	0,000	0,000	0,000
CFe3+	1,002	0,348	0,674	0,776	0,538	0,288	0,429	0,329	0,329	1,098	1,006	0,941	0,544	0,544
CTi	0,012	0,017	0,019	0,019	0,022	0,005	0,001	0,011	0,011	0,014	0,002	0,017	0,019	0,019
CMg	0,182	1,050	0,646	0,702	1,024	1,039	0,989	1,041	1,041	0,100	0,074	0,010	1,034	1,034
CFe2+	3,576	3,494	3,619	3,446	3,367	3,552	3,529	3,578	3,578	3,503	3,586	3,726	3,362	3,362
CMn	0,064	0,055	0,043	0,057	0,049	0,060	0,046	0,042	0,042	0,094	0,095	0,128	0,042	0,042
Soma em C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BCa	1,932	1,863	1,800	1,788	1,829	1,873	1,882	1,898	1,898	1,955	1,964	1,996	1,831	1,831
BNa	0,068	0,012	0,064	0,021	0,000	0,000	0,000	0,006	0,006	0,045	0,036	0,004	0,000	0,000
Soma em B	2,000	1,875	1,864	1,810	1,829	1,873	1,882	1,904	1,904	2,000	2,000	2,000	1,831	1,831
ANa	0,463	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,481	0,543	0,636	0,000	0,000
AK	0,237	0,041	0,042	0,034	0,022	0,026	0,020	0,044	0,044	0,181	0,192	0,189	0,032	0,032
Soma em A	0,700	0,041	0,042	0,034	0,022	0,026	0,020	0,044	0,044	0,662	0,735	0,825	0,032	0,032
CCI	0,673	0,047	0,155	0,106	0,049	0,050	0,053	0,047	0,047	0,562	0,568	0,618	0,047	0,047
CF	0,047	0,039	0,000	0,010	0,000	0,029	0,000	0,005	0,005	0,021	0,037	0,031	0,005	0,005
Soma Cátis.	15,700	14,916	14,906	14,844	14,851	14,899	14,902	14,947	14,947	15,662	15,735	15,825	14,863	14,863
Soma Oxiq.	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000

Fe/(Fe+Mg)	0,962	0,786	0,870	0,862	0,796	0,787	0,802	0,790	0,790	0,979	0,984	0,998	0,794	0,794
Mg/(Mg+Fe)	0,048	0,231	0,151	0,169	0,233	0,226	0,219	0,225	0,225	0,028	0,020	0,003	0,235	0,235



TABELA 4.10c

## ANÁLISES QUÍMICAS DE ANFIBÓLIOS DE IGARAPÉ BAHIA

## AMOSTRA BAH F 353 / 222.60 m

Pto. análise	P25	P26	P27	P28	P29 (3b)	P30 (3c)	P31	P32	P33 (4b)	P34	P35	P36 (4c)	P37	P38	P39	P40
SiO <sub>2</sub>	50,93	38,92	39,02	50,65	50,26	38,60	38,98	48,92	50,78	49,66	38,52	38,77	50,39	39,85	49,81	48,72
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,98	0,72	0,00	0,06	0,40	0,28	0,25	0,06	0,12	0,51	0,55	0,12	0,67	0,15	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	10,88	9,44	0,69	0,68	8,99	10,87	2,01	0,67	0,83	9,61	9,50	0,76	8,55	0,88	1,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
FeO	28,50	30,63	30,63	32,42	29,82	31,52	30,00	28,94	28,50	31,86	31,33	30,96	28,79	30,81	30,81	30,94
MnO	0,33	0,68	0,49	0,65	0,34	0,57	0,77	0,31	0,33	0,46	0,48	0,57	0,26	0,74	0,47	0,39
MgO	5,78	2,19	2,13	4,18	5,01	1,96	1,85	5,22	5,43	4,33	1,98	2,01	5,57	2,31	4,57	4,85
CaO	11,30	11,00	10,89	9,52	11,00	10,84	10,99	10,85	11,16	10,03	11,00	10,96	11,00	10,87	10,09	10,40
Na <sub>2</sub> O	0,14	1,79	1,78	0,03	0,08	1,88	1,58	0,31	0,00	0,13	1,80	1,59	0,01	1,51	0,03	0,15
K <sub>2</sub> O	0,08	0,64	0,94	0,10	0,09	1,02	0,89	0,19	0,08	0,12	0,94	0,82	0,06	0,58	0,09	0,17
Cl	0,18	1,43	1,88	0,31	0,18	2,45	1,61	0,38	0,23	0,38	2,12	2,14	0,20	1,58	0,24	0,31
F	0,03	0,25	0,16	0,00	0,04	0,04	0,07	0,00	0,03	0,00	0,07	0,08	0,00	0,11	0,09	0,01
Sub-total	98,33	99,39	98,12	98,55	97,58	98,29	97,89	97,39	97,27	97,93	98,36	97,95	97,16	97,60	97,25	97,63
O=Ci,F	0,05	0,43	0,49	0,07	0,06	0,57	0,39	0,09	0,06	0,09	0,51	0,52	0,05	0,40	0,09	0,07
Total	98,28	98,96	97,63	98,48	97,52	97,72	97,50	97,30	97,21	97,84	97,85	97,43	97,11	97,20	97,16	97,56

## Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênicos

TSi	7,803	6,174	6,346	7,714	7,795	6,329	6,294	7,595	7,875	7,665	6,275	6,319	7,801	6,452	7,713	7,531
TAI	0,168	1,826	1,654	0,124	0,124	1,671	1,706	0,368	0,123	0,151	1,725	1,681	0,139	1,548	0,161	0,286
TFe <sup>3+</sup>	0,029	0,000	0,000	0,162	0,080	0,000	0,000	0,037	0,002	0,184	0,000	0,000	0,061	0,000	0,126	0,182
Soma em T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,000	0,210	0,157	0,000	0,000	0,068	0,364	0,000	0,000	0,000	0,122	0,145	0,000	0,085	0,000	0,000
CCr	0,004	0,000	0,005	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002
CFe <sup>3+</sup>	0,404	0,962	0,764	1,151	0,490	0,882	0,793	0,604	0,386	0,926	0,873	0,899	0,507	0,932	0,874	0,919
CTi	0,012	0,117	0,088	0,000	0,007	0,049	0,034	0,029	0,007	0,014	0,062	0,067	0,014	0,082	0,017	0,012
CMg	1,320	0,518	0,516	0,949	1,158	0,479	0,445	1,208	1,255	0,996	0,481	0,488	1,285	0,557	1,055	1,117
CFe <sup>2+</sup>	3,219	3,102	3,402	2,817	3,298	3,440	3,258	3,117	3,309	3,003	3,395	3,321	3,160	3,240	2,989	2,898
CMn	0,043	0,091	0,068	0,084	0,045	0,079	0,105	0,041	0,043	0,060	0,066	0,079	0,034	0,101	0,062	0,051
Soma em C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BCa	1,855	1,870	1,898	1,554	1,828	1,904	1,901	1,805	1,855	1,659	1,920	1,914	1,825	1,886	1,674	1,723
BNa	0,042	0,130	0,102	0,009	0,024	0,096	0,099	0,093	0,000	0,039	0,080	0,086	0,003	0,114	0,009	0,045
Soma em B	1,897	2,000	2,000	1,562	1,852	2,000	2,000	1,898	1,855	1,698	2,000	2,000	1,828	2,000	1,683	1,768
ANa	0,000	0,420	0,459	0,000	0,000	0,502	0,396	0,000	0,000	0,000	0,489	0,417	0,000	0,360	0,000	0,000
AK	0,016	0,130	0,195	0,019	0,018	0,213	0,183	0,038	0,016	0,024	0,195	0,171	0,012	0,120	0,018	0,034
Soma em A	0,016	0,550	0,654	0,019	0,018	0,716	0,579	0,038	0,016	0,024	0,684	0,587	0,012	0,480	0,018	0,034
CCl	0,047	0,384	0,518	0,080	0,047	0,681	0,441	0,100	0,060	0,099	0,585	0,591	0,052	0,434	0,063	0,081
CF	0,015	0,125	0,082	0,000	0,020	0,021	0,036	0,000	0,015	0,000	0,036	0,041	0,000	0,056	0,044	0,005
Soma Cátis.	14,912	15,550	15,654	14,582	14,870	15,716	15,579	14,936	14,870	14,721	15,684	15,587	14,839	15,480	14,701	14,801
Soma Oxig.	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
<b>Nome</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Hasting</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Hasting</b>	<b>Hasting</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Fe Act</b>	<b>Fe Act</b>						

Fe/(Fe+Mg)	0,735	0,887	0,890	0,813	0,770	0,900	0,901	0,757	0,747	0,805	0,899	0,896	0,744	0,882	0,791	0,782
Mg/(Mg+Fe)	0,291	0,143	0,132	0,252	0,260	0,122	0,120	0,279	0,275	0,249	0,124	0,128	0,289	0,147	0,261	0,278



**TABELA 4.11**  
**ANÁLISES QUÍMICAS DE CLORITAS DE IGARAPÉ BAHIA**

Pto.análise	P84	P87	P90	P92	P94	P96
SiO2	25,293	25,230	25,013	24,795	24,823	25,283
TiO2	0,965	1,259	1,197	0,872	1,236	1,211
Al2O3	12,341	12,815	11,917	11,808	12,135	12,065
Fe2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	44,469	43,356	42,618	45,017	45,411	44,452
MnO	0,152	0,142	0,092	0,147	0,112	0,140
MgO	3,465	3,777	3,399	3,156	3,370	3,190
CaO	0,336	0,422	0,554	0,516	0,364	0,385
Na2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K2O	0,073	0,026	0,000	0,035	0,124	0,211
H2O	9,648	9,791	9,491	9,423	9,573	9,616
F	0,183	0,108	0,083	0,187	0,182	0,134
Cl	0,754	0,638	0,763	0,917	0,912	0,816
Cr2O3	0,048	0,005	0,015	0,000	0,000	0,003
Total	97,727	97,569	95,142	96,873	98,242	97,506

Ions calculados na base de 28 Oxigênios

Si IV	6,066	6,013	6,129	6,046	5,965	6,086
Al IV	1,934	1,987	1,871	1,954	2,035	1,914
Sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al VI	1,555	1,612	1,570	1,440	1,402	1,509
Ti	0,174	0,226	0,221	0,160	0,223	0,219
Fe +3	0,120	0,096	0,106	0,150	0,146	0,124
Fe +2	8,800	8,545	8,626	9,030	8,980	8,825
Mn	0,031	0,029	0,019	0,030	0,023	0,029
Mg	1,239	1,342	1,242	1,147	1,207	1,145
Ca	0,086	0,108	0,145	0,135	0,094	0,099
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,022	0,008	0,000	0,011	0,038	0,065
Sítio O	12,027	11,966	11,930	12,103	12,112	12,015
O	20,120	20,096	20,107	20,150	20,146	20,124
OH	15,435	15,565	15,512	15,327	15,344	15,441
F	0,139	0,081	0,064	0,144	0,138	0,102
Cl	0,306	0,258	0,317	0,379	0,371	0,333

Fet/(Fet+Mg)	0,878	0,866	0,876	0,889	0,883	0,887
Al/Al+Fet+Mg	0,256	0,265	0,257	0,247	0,250	0,253
Zang&Fyfe	172,790	179,600	166,390	173,910	183,050	169,860
Kran&MacL	288,120	292,850	281,310	291,070	299,250	286,630
Cathelineau	249,390	257,980	239,320	252,640	265,710	246,150